IV-15.959

CONSTANTIN GRASU
CRINA MICLĂUȘ
MIHAI BRÂNZILĂ
DORIN SORIN BACIU

MUNȚII HĂȘMAȘULUI

Monografie geologică și fizico-geografică

LIBRARY

Editura Universității „Alexandru Ioan Cuza" Iași

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
IV-15.959

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constantin Grasu, Crina Miclăuş, Mihai Brânzilă, Dorin Sorin Baciu

MUNŢII HĂŞMAŞULUI

Monografie geologică şi fizico-geografică

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Carte apărută în cadrul proiectului CNMP nr. 31-059 din 2007 GEOBIOHAS,
Partener 1 – Universitatea „Al.I. Cuza" Iaşi, director – prof.univ.dr. Mihai Brânzilă

Redactor: Oana Bilan
Coperta: Manuela Oboroceanu
Tehnoredactare: Crina Miclăuş

Fotografii: Dorin Sorin Baciu şi Crina Miclăuş
Ilustrația copertei: Piatra Altarului – **foto:** Dorin Sorin Baciu

ISBN 978-973-703-525-7

© Editura Universității „Alexandru Ioan Cuza", 2010
700109 – Iaşi, str. Pinului, nr. 1A, tel./fax: (0232) 314947

http:// www.editura.uaic.ro e-mail: editura@uaic.ro

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constantin Grasu, Crina Miclăuş, Mihai Brânzilă, Dorin Sorin Baciu

MUNŢII HĂŞMAŞULUI

Monografie geologică şi fizico-geografică

Au mai colaborat: Constantin Rusu,
Mihail Apăvăloae,
Nicoleta Nechita,
Dan Munteanu,
Barna Hegyi

662965
B.C.U. IASI

+4 Hărți

Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza" Iaşi
2010

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României
Munții Hășmașului : monografie geologică și fizico-geografică /
Constantin Grasu, Crina Miclăuș, Mihai Brânzilă, ... - Iași : Editura Universității "Al. I. Cuza", 2010
Bibliogr.
ISBN 978-973-703-525-7

I. Grasu, Constantin
II. Miclăuș, Crina
III. Brânzilă, Mihai

551.4(498)(23 Munții Hășmașului)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

CUVÂNT ÎNAINTE 7

I. CADRUL GEOLOGIC

1. Generalităţi 11
2. Istoricul cercetărilor 13
3. Stratigrafie 25
3.1. Soclul cristalin 25
3.2. Sedimentarul mezozoic. Litostratigrafie 36
3.2.1. Pânza Sub-bucovinică 36
3.2.2. Pânza Bucovinică 40
3.2.2.1. Permian-Brecia de Hăşmaş 41
3.2.2.2. Formaţiunile triasice 41
3.2.2.3. Formaţiunile liasice 46
3.2.2.4. Formaţiunile Jurasicului mediu 51
3.2.2.5. Formaţiunile malm-neocomiene 53
3.2.2.6. Formaţiunile cretacice 61
3.2.3. Pânza transilvană de Hăşmaş 78
3.3. Sedimentarul mezozoic. Cronostratigrafie 87
3.3.1. Pânza Sub-bucovinică 87
3.3.2. Pânza Bucovinică 89
3.3.2.1. Formaţiunile triasice 89
3.3.2.2. Formaţiunile liasice 92
3.3.2.3. Formaţiunile Jurasicului mediu 96
3.3.2.4. Formaţiunile Jurasicului superior 97
3.3.2.5. Formaţiunile cretacice 106
3.3.3. Pânza transilvană de Hăşmaş 116
3.3.2.1. Formaţiunile triasice 116
3.3.2.2. Formaţiunile liasice 118
3.3.2.3. Formaţiunile Jurasicului mediu 119
3.3.2.4. Formaţiunile Jurasicului superior 122
3.3.2.5. Formaţiunile cretacice 138
4. Magmatitele bazice şi ultrabazice. Semnificaţie geotectonică 145
5. Tectonica 165
5.1. Tectonica prealpină a soclului cristalin 165
5.2. Tectonica Pânzei Sub-bucovinice 169
5.3. Tectonica Pânzei Bucovinice 171
5.4. Tectonica Pânzei transilvane de Hăşmaş 174
5.5. Structuri tectonice postparoxismale 177
5.6. Discuţii pe marginea unui nou model privind arhitectonica mezozoicului din sinclinalul Hăşmaşului 181

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6. Evoluţia geologică a Zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali 187
6.1. Etapa prealpină 187
6.2. Etapa alpină 191
Bibliografie 209

II. CADRUL FIZICO-GEOGRAFIC

7. Munţii Hăşmaş. Aşezare geografică şi limite 225
8. Istoricul cercetărilor 229
9. Relieful 233
9.1. Trăsăturile morfografice şi morfometrice 234
9.2. Relieful petrografic (Morfolitologia) 235
9.3. Relieful structural (Morfostructura) 238
9.4. Relieful carstic 247
9.4.1. Depozitele carstificabile şi carstogeneza actuală 247
9.4.2. Relieful exocarstic 250
9.4.3. Relieful endocarstic 256
9.5. Relieful fluviatil 268
9.6. Relieful periglaciar 272
9.7. Raionarea geomorfologică 276
10. Clima 279
11. Hidrografia şi hidrogeologia regiunii 291
11.1. Hidrografia 291
11.1.1. Lacu Roşu 296
11.1.1.1. Geneză, evoluţie şi stadiul de colmatare 296
11.1.1.2. Caracterizare hidrologică şi hidrobiologică 304
11.2. Hidrogeologia 308
12. Flora şi vegetaţia 323
12.1. Flora 324
12.2. Vegetaţia 332
12.3. Protecţia speciilor şi a grupărilor vegetale 335
13. Fauna 339
14. Solurile 349
14.1. Consideraţii pedogenetice 349
14.1.1. Factorul geologic 349
14.1.2. Rolul pedogenetic al reliefului 352
14.1.3. Condiţiile climatice 355
14.1.4. Învelişul vegetal 356
14.2. Tipologia, răspândirea şi însuşirile solului 357
14.3. Consideraţii pedogeografice 386
Bibliografie 389

III. PARCUL NAŢIONAL CHEILE BICAZULUI-HĂŞMAŞ

15. Conceptul de arie naturală protejată. Scop şi categorii 397
16. Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş. Delimitare şi zonare 401
16.1. Conspectul siturilor din patrimoniul natural al Parcului şi a zonelor adiacente 404
16.2. Necesitatea extinderii Parcului. Date de fundamentare 415
Bibliografie 433

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUVÂNT ÎNAINTE

Nu cred să existe cineva care, subjugat de inefabilul Carpaţilor noştri, să nu dorească a-şi trece în palmares mirificul peisajului oferit de Cheile Bicazului şi imaginea de foc a Suhărzelului reflectată, la vreme de amurg, în oglinda de apă a Lacului Roşu.

Cheile şi Lacul sunt atribute emblematice pentru Munţii Hăşmaşului, intraţi cât se poate de timpuriu nu numai în sfera turismului, dar şi în aria de preocupare a oamenilor de ştiinţă, în speţă a cercetătorilor naturalişti. Ca urmare, abordarea ştiinţifică a Masivului îşi are începuturile încă din primul deceniu al secolului al XIX-lea, de când datează cele dintâi informaţii oferite de către cercetătorii geologi şi biologi-botanişti.

Cel puţin din punct de vedere geologic, studiile moderne asupra acestui segment al zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali coincid cu cele două monografii realizate ca teze de doctorat de către Ion Atanasiu în 1928, cu referire la jumătatea nordică a zonei, şi Ion Băncilă în anul 1941, acoperind sectorul sudic.

După Al Doilea Război Mondial, cercetările asupra acestei regiuni montane s-au amplificat şi în acelaşi timp s-au diversificat, realizându-se încă 9 teze de doctorat semnate de Marian Pelin (1967), Constantin Grasu (1971), Mircea Săndulescu (1975), Ovidiu Dragastan (1975), Cornel Dinu (1985), Constantin Catană (1989) Dan Grinea (1998), Dan Grigore (2002) şi Daniela Popescu (2008). Aceste lucrări au contribuit la lărgirea imaginii geologice, iar lor li s-au mai adăugat apoi o teză de geomorfologie (Ion Bojoi, 1971), una de botanică (Nicoleta Nechita, 2003) şi o alta privind hidrobiologia Lacului Roşu (Vasile Ghenciu, 1972), cele din urmă acoperind regiunea sub aspect fizico-geografic.

Ne aflăm deci în preajma a două veacuri de când Munţii Hăşmaşului au intrat sub incidenţa preocupărilor ştiinţifice şi totuşi aceştia nu se bucură încă de o sinteză geologică cu referinţă la întreg perimetrul şi cu atât mai mult de una care să integreze şi particularităţile fizico-geografice ale acestei unităţi montane. Sutele de lucrări dedicate acestei regiuni, aşa cum o demonstrează bibliografia, denotă faptul că, de-a lungul celor două secole, s-a acumulat un volum enorm de informaţii şi că a sosit momentul ca acesta să fie prelucrat, ordonat şi oferit într-un format unitar, comunităţii de specialişti din domeniul cunoaşterii, dar şi al celui social-economic. De altfel, după părerea noastră, această sinteză devenise deja o necesitate încă din anul 2000, moment din care o bună parte din această unitate montană, şi anume

sectorul său central, a căpătat regim de rezervaţie, constituind **Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.**

Este de la sine înţeles că administraţia acestui parc îşi are specialiştii săi care şi-au asumat sarcini de mare responsabilitate, deja în derulare, atât de ordin administrativ, cât şi ştiinţific şi ecologic. Dar, un bun management al Parcului, cu rezultate optime în conservarea întregii zestre naturale, presupune mai întâi o cunoaştere a cadrului fizico-geografic în toate componentele sale, cu inventarierea tuturor siturilor de valoare, de ordin geologic, respectiv, paleontologic, petrografic şi structural, apoi geomorfologic, hidrologic şi hidrogeologic, dar şi a celor legate de flora, vegetaţia şi fauna întregii zona montane şi nu numai a ariei protejate.

Sinteza pe care o propunem este concepută, aşadar, ca o monografie astfel structurată, încât să cuprindă toate elementele cadrului geologic şi fizico-geografic al acestei arii montane, cu gradul lor de cunoaştere atins până la momentul actual, care să constituie, în ultima instanţă, o bancă de date în sprijinul efortului specialiştilor chemaţi să diriguiască cât se poate mai bine soarta unuia dintre cele mai interesante parcuri naţionale din ţara noastră.

Aşa cum se poate constata, monografia pe care ne-am propus-o cuprinde trei părţi, prima privind geologia zonei, o a doua cu referinţă la celelalte componente ale mediului, respectiv relief, hidrografie, hidrogeologie, climă, soluri, vegetaţie şi faună, în timp ce a treia este consacrată Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.

O simplă privire aruncată asupra cuprinsului, arată, în afara oricărui dubiu, că întreprinderea noastră nu putea fi decât o operă colectivă şi asta pentru că, prin natura lor, componentele de mediu implicate înseamnă tot atâtea discipline ştiinţifice, deci tot atâţia specialişti, nu doar consacraţi, dar şi cu investigaţii proprii în zona montană a Hăşmaşului. Din acest punct de vedere, este momentul şi locul să ne exprimăm întreaga gratitudine faţă de colegii care au subscris apelului nostru spre a-şi aduce contribuţia la realizarea acestei monografii atât de necesară momentului la care ne aflăm: dr. Dan Munteanu, membru corespondent al Academiei Române, ce a contribuit cu un capitol referitor la avifauna zonei, cercetătorului Mihai Apăvăloaie, căruia îi datorăm caracterizarea climatică, dr. muzeograf Nicoleta Nechita pentru studiul privind flora şi vegetaţia, dar şi prof. dr. Constantin Rusu, care semnează un consistent capitol asupra solurilor.

Din acelaşi punct de vedere, trebuie să menţionăm că aspectele de geomorfologie şi în general cele de relief ale regiunii, reprezintă o preluare a studiilor regretatului profesor dr. Ioan Bojoi, care şi-a consacrat mai multe decenii din viaţă cercetării Munţilor Hăşmaş. De asemenea, parte din capitolul de hidrogeologie reprezintă rezultatul cercetărilor domnului Valerian Ciaglic, care şi-a făcut din studiul Munţilor Hăşmaş pasiunea vieţii sale de hidrolog. Este de consemnat, în fine, disponibilitatea totală şi buna colaborare a noastră cu specialiştii colectivului pe umerii căruia apasă sarcinile organizării şi diriguirii optime a Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.

Prof. univ. dr. Constantin GRASU
Univ. „Al. I. Cuza“ Iaşi

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

I. CADRUL GEOLOGIC

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. GENERALITĂŢI

După cum se ştie, regiunea central-longitudinală a Carpaţilor Orientali aparţine, din punct de vedere structural-geologic, zonei cristalino-mezozoice, al cărei sector dintre graniţa de nord a ţării şi până la izvoarele Trotuşului este cunoscut sub numele de Compartimentul Moldav sau Compartimentul Tisa-Ciuc.

La constituţia acestuia participă un soclu cristalin prealpin şi o cuvertură sedimentară mezozoică, ambele antrenate într-o structură de pânze de şariaj prealpine şi alpine, acoperite în parte de depozite post-tectonice mai vechi sau de vulcanitele neogene. Sedimentarul mezozoic cu succesiunile sale cele mai complete se păstrează mai ales pe marginea estică a cristalinului, constituind ceea ce se cunoaşte sub numele de „Sinclinalul Marginal Extern".

Ridicarea axială din zona Munţilor Bistriţei a determinat ca respectivul sinclinal marginal să fie separat în două zone distincte în care se conservă sedimentarul mezozoic, respectiv în sinclinalul Rarăului la nord şi sinclinalul Hăşmaşului spre sud.

Aşadar, Munţii Hăşmaşului se suprapun aproape în totalitate sinclinalului mezozoic cu acelaşi nume, care se extinde de la Bistricioara, în nord, până la Frumoasa-Ciuc spre sud. Limita cu flişul dinspre est corespunde cu Pârâul Pintec, apoi cu Valea Jidanului de unde se continuă cu Dămucul, Valea Rece şi izvoarele Trotuşului. Spre vest şi nord, sedimentarul mezozoic aparţinând aceleiaşi structuri sinclinale, se mai păstrează ca martori de eroziune, mai ales de dolomite triasice, în munţii Vithavaş, Beneş, Piatra Arşiţei, Piatra Comarnicului şi Măgura Hangului, dincolo de Putna Întunecoasă şi de Valea Bistricioarei, aparţinând Munţilor Giurgeului şi Munţilor Bistriţei.

În nomenclatura care s-a impus în ultimele decenii, Compartimentul Moldav al zonei cristalino-mezozoice aparţine pânzelor central-est-carpatice formate prin forfecare, care antrenează şi soclul cristalin. De jos în sus, în sinclinalul Hăşmaşului se disting următoarele unităţi structurale: Pânza Sub-bucovinică şi Pânza Bucovinică, ultima suportând resturile unei suite sedimentare asociate cu ofiolite şi lipsite de soclu cristalin, corespunzătoare pânzelor transilvane de obducţie, din care cea mai mare dezvoltare o are Pânza de Hăşmaş. Pânza Sub-bucovinică apare pe areale foarte restrânse, în afara sinclinalului propriu-zis, ca petice de rabotaj antrenate în fruntea Pânzei Bucovinice, cum este cel de la Gura Dămucului şi în ferestre tectonice, asemenea celei de la Tomeşti.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

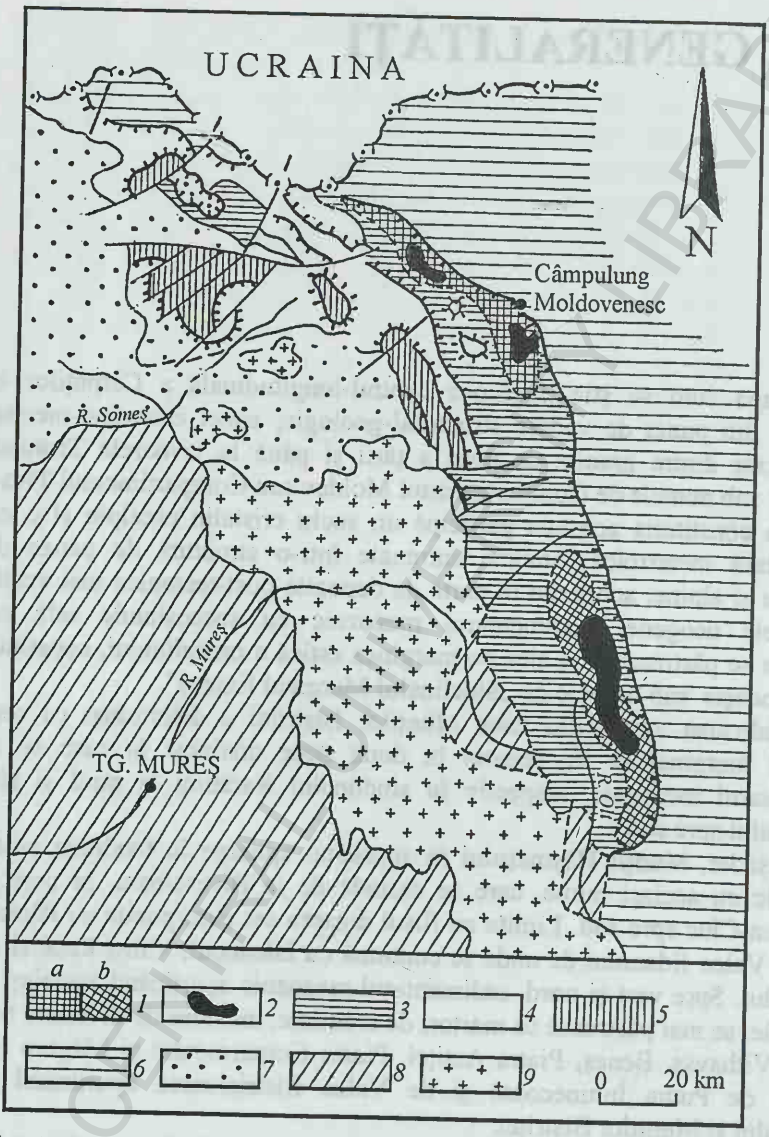


Fig. 1.1. Structura tectonică şi unităţile limitrofe ale Compartimentului Moldav al Zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali:
1 – Sinclinalul Marginal Extern (a – Rarău; b – Hăşmaş); *2* – **Pânze transilvane** (Dacide transilvane); **Dacide mediane**; *3* – Pânza Bucovinică; *4* – Pânza Sub-bucovinică; *5* – Pânzele Infrabucovinice; *6* – Dacide Externe şi Moldavide; *7* – cuvertură post-tectonică; *8* – depresiuni molasice; *9* – vulcanite neogene.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Referinţele asupra diverselor aspecte ale zonei montane Tulgheş-Hăşmaş-Ciuc sunt, în ansamblu, destul de numeroase, dar trebuie subliniată de la început disproporţia evidentă dintre studiile de ordin geologic şi cele care se referă la cadrul fizico-geografic.

Cunoaşterea geologică a acestei regiuni îşi are începuturile în primele decenii ale secolului al XIX-lea şi ea a parcurs, în fapt, trei etape: o primă etapă care aparţine informaţiilor şi studiilor geologilor străini, încheiată odată cu Primul Război Mondial, urmată de etapele cercetărilor efectuate de specialiştii români, respectiv etapa interbelică şi cea postbelică.

Primele menţiuni au fost făcute de către Beudant (1822) şi Lill de Lillienbach (1834) în urma unor călătorii în Carpaţi, ocazie cu care autorii reuşesc să traverseze atât zona flişului, cât şi sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului. Au urmat informaţiile lui Hauer (1859) care evidenţiază o serie de unităţi geologice, aparţinând soclului cristalin, magmatitelor bazice, dar şi unor depozite din suita sedimentară mezozoică.

Prima sinteză asupra Transilvaniei, cuprinzând şi regiunea sinclinală a Hăşmaşului, a fost publicată în 1863 de către Hauer şi Stache. Aceasta este, de fapt, şi prima lucrare în care sunt citate argumente paleontologice care atestă, printre altele, prezenţa în regiune a Malmului. Se poate afirma însă că toate aceste prime lucrări nu mai au astăzi decât o valoare istorică.

Cercetările geologice propriu-zise sunt inaugurate, de fapt, odată cu investigaţiile lui Herbich (1866, 1870, 1873, 1875), încheiate după mai mulţi ani cu sinteza asupra geologiei „*Ţării Secuilor*" din 1878. Pe lângă faptul că Herbich a descoperit punctele fosilifere ale Stratelor cu *acanthicum* de la Ghilcoş şi Ciofronca, conferind celebritate Malmului din această parte a Carpaţilor Orientali, el realizează şi prima orizontare a mezozoicului din regiune, începând cu soclul cristalin prealpin şi continuând cu sedimentarul în care se disting depozite de vârstă triasică, liasică, doggeriană, jurasic superioară şi cretacică. Parte din faunele descoperite de autor au fost prelucrate de către Mojsisovics (1875) şi Neumayr (1871, 1873); menţionăm că faunele respective se găsesc astăzi la Viena şi la Universitatea din Cluj.

După sinteza lui Herbich au urmat cercetările lui Uhlig (1889, 1903, 1904) care, într-o primă etapă, a considerat, ca şi autorii anteriori, suita mezozoică în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

poziţie normală, iar sinclinalele Rarău şi Hăşmaş ca o continuare structurală a klippelor pienine din Carpaţii Nordici. Mai târziu, acelaşi autor (Uhlig, 1907) îşi revizuieşte concepţia tectonică, ajungând la concluzia că în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali şi implicit în sinclinalul Hăşmaşului, ar exista două pânze de şariaj, bucovinică şi transilvană, şariajul realizându-se în tectogeneza mezocretacică.

În concepţia lui Uhlig, Pânza bucovinică este alcătuită din şisturile cristaline de soclu şi suita sedimentară care debutează cu gresiile şi conglomeratele de Verrucano, considerate de el permiene, în timp ce Pânza transilvană include în exclusivitate masa de calcare de vârstă jurasică şi cretacică.

Cu lucrarea sa din anul 1915, Vadasz este ultimul autor din pleiada geologilor străini care au efectuat investigaţii în regiunea Hăşmaşului, împărtăşind şi el ideea existenţei unei singure serii sedimentare mezozoice. El este cel care a regăsit Liasul de Adneth de la Curmătura, a adus contribuţii la cunoaşterea faunei Calcarelor de Stramberg şi, mai ales, a bănuit pentru prima dată că fauna bathoniană descrisă de Herbich din zona Lacului Roşu nu ar fi „în loc".

Trebuie subliniat faptul că în aceeaşi etapă de cunoaştere, în paralel cu geologii străini, au fost şi unii cercetători români interesaţi de geologia zonei cristalino-mezozoice, abordând, ce-i drept, aspecte cu totul punctuale. Este vorba de Buţureanu (1899), Simionescu (1903) şi Cădere (1903).

Etapa interbelică este deschisă de lucrarea lui Jekelius (1921) în care se face o revizuire a faunelor recoltate din zonă de către cercetătorii anteriori, dar se şi completează cu noi taxoni listele de specii cunoscute din Dogger, din Kimmeridgianul Formaţiunii cu *acanthicum* şi din Tithonicul Calcarelor de Stramberg.

Cele mai importante studii din acest interval de timp însă, rămân monografiile lui Atanasiu (1928) şi Băncilă (1941), care abordează în detaliu această regiune carpatică şi realizează primele hărţi geologice moderne. Studiul efectuat de Atanasiu a avut în vedere regiunea Tulgheşului, respectiv sectorul de sinclinal de la nord de valea Bicazului. Mare parte din economia studiului se referă la soclul cristalin în care distinge cele două serii, de epizonă şi mezozonă, suprapuse normal, după el, şi străpunse de gnaise şi granodiorite. În cuvertura sedimentară mezozoică, autorul identifică o suită triasic-senoniană, care debutează cu conglomerate şi gresii seisiene şi se încheie cu gresiile cu *Actaeonella abbreviata* senoniene din Muntele Beneş; pe harta geologică seria sedimentară este separată în trei cicluri de către două discordanţe şi lacune, una între Liasic şi Dogger şi o alta înaintea Apţianului.

Contribuţiile de ordin biostratigrafic ale lui Atanasiu constau în descoperirea faunei campiliene de la Azodu Mare, a Malmului fosilifer de la Chicera cu aptychi şi calcare roşii cu amoniţi de tipul Formaţiunii cu *acanthicum,* ca şi a faunei cu gasteropode cretacic superioare din Muntele Beneş. Pentru Atanasiu, magmatitele bazice asociate sedimentarului sunt *in situ* şi reprezintă două etape intrusive: una triasică (diabaze şi melafire) şi alta cretacică (serpentinite şi ophicalcite).

Atanasiu nu accepta ideea de pânze, lansată la început de secol de către Uhlig (1907), dar a relevat totuşi în mod just structura în solzi cu vergenţă vestică a sedimentarului mezozoic atât pe flancul intern, cât şi pe cel extern al sinclinalului.

Studiul efectuat de Băncilă (1941) a avut ca areal jumătatea sudică a sinclinalului, şi anume sectorul delimitat de paralela Telekul Mic-Telekul Mare şi afundarea cristalino-mezozoicului din zona Delniţa-Nicoleşti. Autorul distinge în cadrul soclului cristalin o serie clorito-filitoasă, respectiv epizonală, şi una gnaisică, adică mezozonală, care cuprinde şi roci de injecţie cu caracter masiv, granodiorite şi granite gnaisice. Spre deosebire de Atanasiu, Băncilă ajunge la concluzia unei suprapuneri anormale între cele două serii, respectiv a existenţei unui şariaj produs, probabil, în timpul cutărilor hercinice pe care însă nu l-a figurat şi cartografic.

Orizontarea făcută sedimentarului mezozoic corespunde, în general, cu cea susţinută de Atanasiu pentru jumătatea nordică a sinclinalului, distingând şi el o singură serie care începe cu Triasicul şi se finalizează cu depozitele detritice, barremian-cenomaniene, pe care le numeşte *Strate cu Orbitoline*. Pe cele două flancuri ale sinclinalului, Băncilă distinge trei cicluri de sedimentare marcate de transgresiunile triasică, jurasic medie şi cretacic inferioară.

Tectonic, autorul identifică în zonă aceeaşi structură în solzi cu vergenţă vestică, iar în ce priveşte raporturile dintre fliş şi zona cristalino-mezozoică, el le consideră normale, în sensul că Formaţiunea de Sinaia ar aparţine flancului extern, constituind un anticlinal frontal, având Formaţiunea cu *Aptychus*, mai veche, în ax.

În cea de a treia etapă, respectiv după cel de Al Doilea Război Mondial, regiunea sinclinalului mezozoic Tulgheş-Hăşmaş-Ciuc, este asaltată de tot mai mulţi cercetători, cu abordări dintre cele mai diverse, stratigrafice, paleontologice, tectonice şi petrochimice, interesând atât metamorfitele soclului şi sedimentarul mezozoic, cât şi magmatitele asociate; menţionăm că din multitudinea de studii, un număr de şapte, cu caracter de sinteză, au constituit teze de doctorat vizând perimetre care acoperă toată zona sinclinală (Pelin, 1967; Grasu, 1971; Dragastan, 1975; Săndulescu, 1975; Dinu, 1985; Grinea, 1998 şi Grigore, 2002); în paralel cu tezele menţionate, au existat, după cum vom vedea, şi multe investigaţii ale căror autori au fost preocupaţi de subiecte mai limitate sau de sinteze la nivelul întregului lanţ carpatic, în care s-au făcut referiri şi asupra geologiei regiunii sinclinale Tulgheş-Hăşmaş-Ciuc.

Reluarea cercetărilor în această etapă este marcată, mai întâi, de lucrarea lui Atanasiu şi Răileanu (1950), care face cunoscută fauna calcarelor liasice în facies de Hierlatz din împrejurimile Lacului Roşu, descoperită de primul dintre autori încă de pe vremea când lucra la teza de doctorat privind geologia regiunii Tulgheş. În timp, Atanasiu a fost preocupat şi de geologia împrejurimilor Lacului Roşu, perimetru care rămăsese neacoperit din punct de vedere cartografic, fiind situat între cele două hărţi deja realizate de el la nord şi de Băncilă la sud. Din păcate, însă, Atanasiu n-a mai apucat să-şi vadă harta publicată, editarea ei făcându-se abia în anul 1958, ocazie cu care ea a fost însoţită şi de o scurtă prezentare întocmită de către Băncilă. Harta respectivă este realizată în acelaşi spirit tectonic, întâlnit şi în

studiul regiunii Tulgheş, dar coloana sedimentarului mezozoic este aici completată cu depozite triasic superioare, liasice şi, sub semnul întrebării, cretacic inferioare în acoperişul Calcarelor de Stramberg din Hăşmaşul Negru; acestea s-au dovedit, până la urmă, că fac trecerea de la Jurasic la Cretacic.

Tot din primele decenii de după cel de Al Doilea Război Mondial, sunt de menţionat preocupările colectivului condus de Mircea Savul, axate pe studiul petrochimic al calcarelor şi dolomitelor triasice din zona cristalino-mezozoică, inclusiv sinclinalul Hăşmaşului, ocazie cu care s-au dezbătut şi aspecte de ordin sedimentogenetic concentrate mai ales pe procesul de dolomitizare (Savul et al., 1955; Savul şi Movileanu, 1956; Savul şi Ababi, 1956).

A urmat sinteza lui Băncilă (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, în care autorul separă zona cristalino-mezozoică sub numele de *Unitatea Centrală*, avansată peste zona flişului după falia central-carpatică. Ca şi în teza sa din 1941, anticlinalul Lunca este ataşat în continuare flişului de Ceahlău; din punct de vedere stratigrafic, restrânge *Stratele cu Orbitoline* la Barremian-Apţian şi, pe lângă jaspurile callovian-oxfordiene, descrie şi jaspuri cretacice (dovedite ulterior jurasic superioare) asociate cu tufuri şi efuziuni bazice în Şaua Fagului şi la Toşorog (Băncilă şi Papiu, 1962).

Contribuţii importante de ordin cartografic, stratigrafic, paleontologic şi tectonic a semnat, începând cu anul 1957, Patrulius în lucrările individuale din 1957, 1960, 1964a, 1965 sau în colaborare cu Ciocârdel (1960), Contescu şi Butac (1962), Jipa şi Ştefănescu (1965), Popa şi Popescu (1969), Neagu, Avram şi Pop (1976).

Datele noi ale autorilor menţionaţi pot fi rezumate după cum urmează: studiul extremităţii sudice a sinclinalului Hăşmaş cu noutăţi stratigrafice şi mai ales cartografice; identificarea în aceeaşi zonă a Liasicului inferior ferolitic de tip Hierlatz, similar celui de la Lacu Roşu; descrierea şi orizontarea formaţiunii de wildflysch, încadrată în Barremian-Apţian; descoperirea şi determinarea unei faune jurasic superioare în calcarele Masivului Munticelu-Surduc, considerate anterior apţiene, prin care a fost demonstrată poziţia lor alohtonă, respectiv klippă înglobată wildflysch-ului; descrierea şi orizontarea detaliată a stivei tithonic-neocomiene, desemnată sub numele de Strate de Lunca şi acreditarea ideii că Stratele cu *Aptychus* intercalate la diferite nivele ar avea caracter olistolitic; recunoaşterea contactului de tip şariaj între zona cristalino-mezozoică şi zona flişului, în lungul bordurii externe a anticlinalului Lunca.

Contribuţii mai ales de ordin biostratigrafic şi paleontologic au adus, începând cu anul 1962, Pelin şi Preda, singuri sau în colaborare, care au abordat în exclusivitate zona centrală a sinclinalului, între izvoarele Dămuc-Bicăjel şi Cheile Bicazului. Studiul întreprins de Pelin (1967) reprezintă prima teză de doctorat asupra Hăşmaşului susţinută după Al Doilea Război Mondial şi se referă la mezozoicul dintre Lacu Roşu şi Piatra Singuratică (Curmătura). Contribuţiile sale noi se referă la descrierea unei faune de brachiopode jurasic superioare de pe Pârâul Fagul Oltului (1965), precum şi la recoltarea şi descrierea de noi specii de amonoidee din Formaţiunea cu *acanthicum* de la Ciofronca (1976). Aceluiaşi autor

i se datorează apoi descoperirea faunelor liasice şi doggeriene de pe flancul extern al sinclinalului, respectiv la Piatra Luciului (1969).

Seria de lucrări, rezultat al colaborării dintre Preda şi Pelin (1962, 1963, 1964, 1965, 1968), s-a soldat cu importante contribuţii de cunoaştere geologică printre care: descoperirea Domerianului fosilifer de pe Pârâul Ghilcoş şi determinarea unei faune de rudişti urgonieni din masivele calcaroase ale Cheilor Bicazului, care au permis, pentru prima dată, separarea cartografică a Jurasicului superior de Cretacicul inferior. Pentru prima dată după Herbich (1878), Preda şi Pelin (1965) au reluat studiul Formaţiunii cu *acanthicum* de la Ghilcoş şi Ciofronca, ocazie cu care au completat lista de amonoidee din aceste depozite, încercând zonarea biostratigrafică şi susţinând extinderea ei din Oxfordian până în Tithonicul inferior. Din aceeaşi formaţiune, Preda, în colaborare cu Turculeţ şi Grasu (1976), a prelucrat fauna de aptychi, respectiv laevaptychi şi lammelaptychi cu costulaţie grosolană, subliniind lipsa punctaptychilor, fapt în acord cu valoarea stratigrafică a celor din urmă care nu coboară sub Tithonicul superior.

Preda, la rândul său, publică o serie de lucrări ale căror elemente de noutate au fost următoarele: descoperirea unei bogate faune doggeriene pe stânga lacului Roşu (1976); completarea inventarului faunistic al depozitelor cretacice de pe Pârâul Oii (1970); revizuirea faunei respective într-o lucrare de colaborare cu Todiriţă (1978), simultan şi cu redeterminarea faunei de gasteropode din Muntele Beneş descoperită de Atanasiu (1928), ocazie cu care autorii readuc în discuţie existenţa în regiune a ciclului de sedimentare din Cretacicul superior (Turonian-Senonian); încercarea (1973) de a stabili faciesurile Jurasicului superior de pe aria sinclinalului, fără a adimite prezenţa celor două serii sincrone şi heteropice aflate în raport de şariaj; abordarea unor probleme tectonice (1969) ale zonei centrale a sinclinalului, tributare concepţiei structurii normale, multe din depozitele cu statut olistolitic de pe Creasta Dămucului fiind presupuse în succesiune stratigrafică continuă. Colecţia de faune mezozoice din sinclinalul Hăşmaşului a celor doi autori se află în cea mai mare parte la Universitatea din Bucureşti, iar o parte din ea a fost donată Muzeului de Ştiinţe Naturale din Piatra Neamţ.

Concomitent cu cercetările autorilor sus-menţionaţi, sunt de relevat investigaţiile efectuate de Grasu, în cea mai mare parte singur, dar şi în colaborare cu Turculeţ. Printre datele noi pe care aceşti autori le-au adăugat cunoaşterii geologice a acestui sector din zona cristalino-mezozoică, merită evidenţiate următoarele: descoperirea şi descrierea celei mai bogate faune de la noi din Calcarele de Stramberg (Grasu, 1964, 1970, 1971); atestarea paleontologică a Seisianului; completarea inventarului faunistic al Campilianului bucovinic şi descrierea de noi puncte fosilifere şi specii din Formaţiunea de Werfen, aparţinând Pânzei transilvane (Grasu, 1970; Turculeţ, 1967); identificarea Liasicului de Adneth de la Curmătura, care nu mai fusese semnalat de la Vadasz (1915), ocazie cu care a fost completată lista de faună şi studiat microfacial (Grasu, 1970); contribuţii la cunoaşterea faunei şi microfaciesurilor Liasicului de Hierlatz şi Domerianului din zona Lacului Roşu (Grasu, 1970a, 1970b; Grasu şi Turculeţ, 1970); atestarea paleontologică a Neocomianului din Pânza de Hăşmaş şi separarea pentru prima

oară a acestuia de Calcarele de Stramberg, tithonice, în sectorul Hăşmaşul Negru-Cheile Bicazului (Grasu, 1969, 1970); descoperirea faunei doggeriene de la Gura Dămucului (Grasu şi Turculeţ, 1965) în depozite atribuite anterior unui recif neocomian (Băncilă et al., 1957) şi considerate ulterior un petic de rabotaj al Pânzei Sub-bucovinice (Săndulesacu, 1975); descoperirea unei faune de aptychi, jurasic superioară, în suita calcaroasă olistolitică de la Criminiş (Grasu, 1973) atribuită anterior Ladinianului şi ataşată klippelor suitei alohtone transilvane (Săndulescu, 1975, 1984); detalieri biostratigrafice, tectonice şi geologic-cartografice pe flancul extern al sinclinalului, respectiv în zona „Crestei" Dămucului (Grasu, 1972-1973) şi anticlinalului Lunca (Grasu şi Turculeţ, 1978); orizontarea şi încadrarea Formaţiunii cu *Aptychus* (Formaţiunea de Lunca) în Jurasicul superior-Neocomian pe baza descrierii unei bogate faune de aptychi şi amoniţi din bazinele Dămucului, Trotuşului şi zona Tulgheşului, care demonstrează echivalenţa stratigrafică a acesteia cu suita calcaroasă malm-neocomiană a Pânzei transilvane de Hăşmaş (Turculeţ şi Grasu, 1965, 1967, 1968, 1969; Turculeţ, 2004).

Din punct de vedere tectonic, trebuie consemnat faptul că, iniţial, Grasu (1971) a avut vis à vis de existenţa Pânzei de Hăşmaş o atitudine oarecum rezervată, având în vedere situaţia de la Piatra Singuratică unde, cel puţin aparent, calcarele roşii cu *Saccocoma* ale Kimmeridgianului se dispun peste jaspurile callovian-oxfordiene, cât şi faptul că nicăieri în regiune, masa calcaroasă malm-neocomiană a seriei alohtone transilvane nu se dispune, geometric, peste malm-neocomianul în facies pelagic al Formaţiunii cu *Aptychus*, aparţinînd autohtonului bucovinic.

Preocupările acestor autori asupra zonei cristalino-mezozoice s-au soldat în ultimii ani cu o sinteză (Grasu et al., 1995) care a avut în vedere studiul petrologic detaliat al sedimentarului din ambele sinclinale, Rarău şi Hăşmaş, pe unităţi structurale şi unităţi litostratigrafice. Pe baza analizelor chimico-mineralogice şi microfaciale, s-au încadrat în nomenclatura petrografică modernă toţi termenii stratigrafici de la Triasic şi până la Cretacic atât pentru pânzele infrabucovinică, sub-bucovinică şi bucovinică, cât şi pentru seriile alohtone transilvane.

Lucrările publicate de Dragastan între anii 1968 şi 1973, dar mai ales sinteza sa din 1975, prezentată ca teză de doctorat, oferă cea mai completă abordare microfacială a stivei de calcare malm-urgoniene aparţinând Pânzei de Hăşmaş din perimetrul Lacu Roşu-Cheile Bicazului; au fost eşantionate şi studiate calcarele din masivele Ghilcoş, Suhardul Mic, Cupaş, şi Surduc, ultimul apărând în lucrare sub numele de Făgetul Ciucului, Bicăjel I şi Bicăjel II.

Este momentul să remarcăm că până la Dragastan, primul studiu microfacial al acestor depozite calcaroase a fost făcut de către Frollo (1940), care a descris din zonă algele din genul *Cayeuxia* cu speciile *moldavica* şi *piae* ce-şi au holotipurile în Masivul Bardosului. Studiul lui Dragastan priveşte Formaţiunea cu *acanthicum*, atribuită Kimmeridgianului şi Tithonicului inferior, Calcarele de Stramberg, tithonic superioare, Neocomianul, din care a descris şi o faună de bivalve şi gasteropode, ca şi Urgonianul, respectiv Barremianul şi Apţianul inferior.

Pentru aceste intervale stratigrafice, Dragastan realizează o zonare micro-

facială pe bază de foraminifere, alge şi tintinnide, ca şi o corelare biostratigrafică cu depozite similare din alte regiuni alpino-carpatice, precum Klippele Pienine, Apeninii, Dinaridele Externe şi Bazinul Acvitaniei. Nivelul de detaliu şi de acribie la care a ajuns autorul i-a permis să descrie 28 de specii, şi chiar genuri noi, de foraminifere, alge şi tintinnide.

După Dragastan, contribuţii la cunoaşterea conţinutului algal şi microfaunistic al calcarelor din seria transilvană au adus Neagu şi Neagu (1995) şi în ultima vreme Bucur (2006). Primii autori s-au preocupat de microfauna Formaţiunii cu *acanthicum*, descriind câteva zeci de specii, din care trei sunt noi, avându-şi holotipurile în Muntele Ghilcoş; trebuie consemnat că două dintre ele sunt noi nu numai ca specii, dar şi ca genuri (*Bicazamina* şi *Hăghimashella*).

Bucur, într-o lucrare de interes mai general, citează din zona Hăşmaşului, şi anume din calcarele urgoniene, o asociaţie de alge, în special de *dasycladacee*, încercând totodată stabilirea valorii lor stratigrafice, ca şi unele reconstituiri paleomediale.

Importante studii asupra mezozoicului din sinclinalul Hăşmaşului au fost semnate de Săndulescu în anii 1968 şi 1969, urmate de sinteza din 1975, care a constituit, de fapt, teza sa de doctorat. I-au urmat apoi lucrarea din 1981 şi monografia *Geotectonica României*, apărută în 1984.

Lucrările sale sunt cele care au pus bazele imaginii structurale a mezozoicului din această regiune aşa cum se cunoaşte astăzi, imagine ce a fost însuşită de către toţi geologii. Săndulescu este autorul care a distins în zonă două serii triasic-cretacice, heteropice şi suprapuse tectonic: una inferioară, bucovinică, care înglobează şi soclul cristalin prealpin şi alta superioară, Pânza de Hăşmaş. Punerea în loc s-a făcut prin forfecare în primul caz şi decolare în cel de al doilea. Între Pânza Bucovinică şi flişul de Ceahlău se întâlnesc lame de rabotaj, aparţinând unei a treia unităţi de şariaj – Pânza Sub-bucovinică. Contactul dintre aceste pânze este sigilat uneori de către Conglomeratele de Bârnadu, vraconian-cenomaniene, post-tectonice, separate pentru prima dată de depozitele de wildflysch. Retroşariajele din zona Dămucului, ca şi faliile cu vergenţă vestică sunt puse de autor pe seama deformărilor survenite în timpul cutărilor terţiare. În lucrarea din 1981, autorul abordează problemele legate de poziţia structurală şi semnificaţia geotectonică a magmatitelor bazice din zona cristalino-mezozoică, şi cu probe din regiunea Hăşmaşului, iar în monografia din 1984 dezbate evoluţia acestei unităţi privită prin prisma tectonicii globale.

În teza sa de doctorat, Dinu (1985) a avut ca obiectiv bazinul superior al Trotuşului, în care, din zona cristalino-mezozoică, s-a preocupat numai de flancul extern al sinclinalului, cuprins între Şaua Fagului în nord şi Pârâul Rana Mare spre sud. Studiul său face cunoscută o serie de date de ordin stratigrafic, prin încadrarea Formaţiunii siltitelor şi argilitelor brun-negricioase în Bathonian-Callovian, prin descoperirea unei faune cu *Bositra*, cât şi prin orizontarea Formaţiunii de Lunca, atribuită Tithonic-Berriasianului pe baza unor faune de amoniţi şi a studiului microfacial al termenilor calcaroşi în care a evidenţiat foraminifere, alge, spongieri, cadosine şi calpionellide.

Ca şi Patrulius, separă peste Formaţiunea de Lunca flişul grezo-calcaros şi calcarenitic de vârstă valanginian-hauteriviană. Wildflysch-ul, după autor, debutează aici cu un conglomerat bazal, urmat de faciesul paratipic (sens Săndulescu, 1975), care a furnizat fauna de amoniţi barremieni descrişi de pe Pârâul Covaci de către Baltreş şi Brustur (1973).

O atenţie deosebită acordă autorul problemelor tectonice, descriind în amănunt particularităţile anticlinalului Lunca, cu ondulaţiile sale longitudinale, care pe zonele mai elevate aduc la zi soclul cristalin şi depozitele triasice. Desele discontinuităţi în coloana stratigrafică a suitei bucovinice sunt puse pe seama intervenţiei fazelor tectogenetice preparoxismale din intrawerfenian (Muntenegru), intraliasic (labinică), Lias-Dogger (Donetz) şi apoi nevadiană şi austro-alpină; avansarea anticlinalului Lunca peste zona flişului, aparţine, aşa cum se ştie deja, paroxismului austric.

Cele mai recente lucrări care pun în discuţie diverse aspecte geologice ale zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali, cu referiri şi la sinclinalul Hăşmaşului sau polarizate exclusiv asupra acestuia din urmă, sunt semnate de Grigore (1998, 2002), Grinea (1998), Mureşan (2006, 2008), Popescu (2001, 2003, 2008) şi Hoeck et al. (2008).

Grigore realizează o primă lucrare în anul 1998 şi mai apoi teza de doctorat din 2002, având drept obiectiv paleontologia şi stratigrafia Formaţiunii cu *acanthicum* din sinclinalul Hăşmaşului. Monografia autorului asupra Formaţiunii cu *acanthicum* din cele două zone devenite celebre, Ghilcoş şi Ciofronca, nepublicată încă, constituie a treia sinteză după cele semnate cu mai mult de un veac în urmă de către Neumayr (1873) şi Herbich (1878).

Revizuirea vechilor colecţii la care a adăugat şi fauna colectată personal, a condus la prelucrarea de către autor a unui număr de aproape 700 de exemplare, ducând la stabilirea prezenţei în această formaţiune a 175 de specii de amonoidee, 32 dintre ele fiind noi, avându-şi holotipurile în cele două puncte fosilifere amintite. Prin bogăţia de faună a Formaţiunii cu *acanthicum*, Grigore a stabilit că succesiunea din Masivul Ghilcoş poate constitui hipostratotipul nu numai al biozonele Kimmeridgianului şi Tithonicului inferior, dar chiar şi al limitei Kimmeridgian-Tithonic.

Magmatitele bazice şi ultrabazice din zona cristalino-mezozoică au constituit şi ele, de-a lungul timpului, un subiect mult dezbătut de către geologii români. În ultimul timp, Grinea (1998) a realizat, în cadrul tezei de doctorat, o sinteză asupra chestiunii, cu referire specială la bazitele din sinclinalul Hăşmaşului. Concluziile autorului converg spre modelele deja cunoscute, rezultat al unor studii anterioare, atât în ceea ce priveşte poziţia structurală a acestora, cât şi semnificaţia lor geotectonică (Săndulescu et al., 1979, 1983; Săndulescu et al., 1981; Săndulescu, 1984).

După Grinea, bazitele cu caracter ofiolitic din sinclinalul Hăşmaşului apar fie în legătură cu seriile transilvane alohtone, ca petice de rabotaj asociate lambourilor de acoperire sau ca olistolite înglobate wildflysch-ului cretacic, fie au caracter autohton, cum este cazul unor bazalte filoniene sau al formaţiunii

piroclastic-tufogene de la Toşorog şi Şaua Fagului (Băncilă şi Papiu, 1962) care străbat seria bucovinică.

Studiul mineralogic şi geochimic a avut în vedere, după datele autorului, diverse categorii de litodeme, precum diabaze şi diabaze amigdaloide, spilite cu forme de pillow-lava, diabaze şi bazalte cu xenolite calcaroase, gabbrouri şi serpentinite. Xenolitele calcaroase au oferit autorului argumente de ordin paleontologic pentru vârsta jurasic superioară şi, probabil, chiar neocomiană a acestor ofiolite. Cum în Perşani există dovezi pentru vârsta triasică, iar în Rarău pentru Triasic şi Liasic, reiese că ofiolitele din zona cristalino-mezozoică, ar indica faptul că în zona lor de origine, riftul tethysian, etapa de distensiune a durat din Triasic şi până în Cretacicul inferior.

În ceea ce priveşte bazaltele filoniene şi formaţiunea piroclastic-tufogenă, extruzivă, care străpung cristalinul de soclu şi chiar dolomitele triasice în primul caz, Formaţiunea cu *Aptychus* în cel de al doilea, autorul ajunge la concluzia că ele sunt bazite de intraplacă, sincrone cu ofiolitele de Azuga din Formaţiunea de Sinaia şi au legătură cu magmatismul aferent deschiderii riftului est-carpatic.

Lucrarea lui Hoeck, Ionescu şi Balintoni (2008) reia problema ofiolitelor din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, oferind o imagine geotectonică şi paleogeografică cu totul nouă faţă de modelul propus de Rădulescu şi Săndulescu (1973) şi Săndulescu (1984). Să amintim că după modelul autorilor menţionaţi, însuşit, de altfel, de aproape toţi geologii, vârsta ofiolitelor se eşalonează din Triasic şi până în Neocomian. Paleogeografic, ele aparţin suturii tethysiene care, de sub Bazinul Transilvaniei, continuă în Apusenii simici, iar de aici, spre sud, în zona Vardarului. Printre argumente, autorii susţin că e greu de acceptat ca mecanism, ideea că ofiolitele din Apusenii sudici şi cele din Carpaţii Orientali sunt rezultatul răsfrângerii lor în două direcţii opuse, în cadrul aceleiaşi zone de subducţie. În plus, atrag atenţia că ofiolitele din Apusenii de Sud sunt exclusiv jurasice, în timp ce pentru cele din Carpaţii Orientali se admite că se extind din Triasic şi până în Cretacicul inferior.

Conform noului model propus de Hoeck et al. (2008), ofiolitele din Carpaţii Orientali sunt de vârstă triasic-jurasic inferioară, dedusă din vârsta radiolaritelor asociate şi a xenolitelor calcaroase. În acest fel, ele nu ar avea nici o legătură cu cele din Apusenii de Sud care, pe deasupra, cuprind şi magmatite de arc insular ce pot fi considerate resturi ale scoarţei Oceanului Vardar, aparţinând suturii tethysiene. Aşadar, vârsta exclusiv triasică a ofiolitelor din Carpaţii Orientali, obligă pe autori să caute un nou model geotectonic. Ei consideră că acestea aparţin scoarţei Oceanului Meliata-Hallstatt, situat spre nord în Carpaţii Vestici, închis în Jurasicul inferior, fără nici o legătură cu zona oceanică a Vardarului; paleogeografic, respectivul ocean se interpunea între aria sialică a Bucovinicului-Subbucovinicului spre sud, Infrabucovinicul spre nord şi Apusenii nordici spre vest.

Aşa cum am mai menţionat, printre lucrările recente care privesc zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, se numără şi cele semnate de Mureşan (2006, 2008). În demersul său, autorul propune un model structural mai complex al acestei zone carpatice, dar pe eşafodajul general stabilit anterior de Săndulescu

(1975). Aşa cum se ştie, în zona cristalino-mezozoică se admite existenţa a două sisteme de pânze mezocretacice, sistemul pânzelor central-est-carpatice, de soclu, respectiv Bucovinică, Sub-bucovinică şi Infrabucovinică şi sistemul pânzelor transilvane, de cuvertură. După Mureşan, cel puţin în cazul cristalino-mezozoicului din sinclinalul Hăşmaşului, Pânza Bucovinică reprezintă o unitate de o structură cu totul particulară, înglobând pânzele transilvane, ca şi alte pânze de cuvertură transportate solidar în şariajul lor mezocretacic, respectiv Pânza de Lacu Roşu-Licaş, Pânza de Lunca, Pânza de Salamaş şi Pânza wildflysch-ului de Perşani-Hăşmaş.

Pânza de Lacu Roşu-Licaş înglobează întreaga stivă a sedimentarului bucovinic, de la gresiile şi conglomeratele seisiene şi până la jaspurile callovian-oxfordiene; pe alocuri, pânza are în extrema bază breciile de Hăşmaş, permiene.

Lipsa de pe anumite profile a Seisianului rudito-arenitic, care anterior era considerat transgresiv pe seria cristalinului de Bretila-Rarău, l-a făcut pe Mureşan să considere că, de fapt, limita seriei bucovinice cu soclul cristalin corespunde unei forfecări şi constituie planul de şariaj al Pânzei de Lacu Roşu-Licaş.

Pânza de Lunca, în accepţiunea autorului, înglobează numai cunoscuta Formaţiune de Lunca, având caractere de fliş, în care, preluând o idee mai veche a lui Patrulius, s-ar intercala, la diverse nivele, Stratele cu *Aptychus*, sincrone stratigrafic, dar de facies pelagic. Aşadar, Pânza de Lunca se întâlneşte din bazinul Dămucului şi până la izvoarele Trotuşului, zonă pe care este suportată de către Pânza de Lacu Roşu-Licaş.

Într-o asemenea viziune, anticlinalul Lunca, pe care apar nuclee din Seisianul grezo-conglomeratic şi Campilian-Anisianul dolomitic, ar corespunde, de fapt, unor ferestre tectonice în care eroziunea scoate la zi elemente ale Pânzei de Lacu Roşu-Licaş, structura antiformă respectivă realizându-se destul de tardiv, în tectogeneza stirică.

Pânza de Salamaş. Pe flancul extern din extremitatea sudică a sinclinalului, Formaţiunea de Lunca suportă discordant, după Patrulius, flişul grezo-calcaros şi calcarenitic de vârstă hauteriviană, denumit de către Mureşan flişul de Salamaş. El aflorează pe toţi afluenţii de stânga ai Trotuşului şi Pârâului Valea Rece, de la Salamaşul Mare, în nord şi până la Rana Mare, din sud. Pentru Mureşan, această unitate litostratigrafică de peste 300 m grosime constituie o pânză de şariaj aparte, dispusă peste Pânza de Lunca şi suportând la rândul ei Pânza wildflysch-ului de Perşani-Hăşmaş.

Pânza wildflysch-ului, presupusă anterior de către Balintoni (1997), este concepută ca o unitate de şariaj de tip transilvan cu caracter compozit, avansată la rândul ei atât peste Pânza de Lacu Roşu-Licaş, cât şi peste Pânza de Salamaş; autorul consideră că elementele pânzelor transilvane de Olt, Perşani şi Hăşmaş au fost transportate solidar cu Pânza wildflysch-ului, avansată la rândul ei, odată cu unităţile bucovinice în timpul şariajului de la finele Albianului.

Pentru alohtonia wildflysch-ului şi condiţia lui în pânză se aduc o serie de argumente, atât din sinclinalul Hăşmaşului (Balintoni, 1997; Mureşan, 2006, 2008), cât şi zona Perşanilor (Vodă şi Vodă, 1985). Cel puţin pentru sinclinalul

Hăşmaşului, Balintoni aduce următoarele mărturii: direcţional, pe distanţe mici, partea bazală a wildflysch-ului prezintă termeni litologici diferiţi; existenţa unei asimetrii litofaciale evidente tranversal pe formaţiune, între partea ei inferioară din estul sinclinalului şi cea vestică; existenţa la baza formaţiunii a unei brecii tectonice, care conţine atât elemente din mezometamorfitele de Bretila şi epimetamorfitele de Tulgheş, cât şi din cuvertura mezozoică, respectiv Pânza de Lacu Roşu-Licaş, smulse, după autori, în timpul procesului de şariaj; prezenţa unei foliaţii tectonice în matricea argiloasă a wildflysch-ului indicând deformările suferite în timpul şariajului. La toate acestea, Mureşan mai adaugă încă două argumente şi anume: originea comună, tethysiană, atât a wildflysch-ului, cât şi a celor trei pânze asociate lui, adică de Olt, Perşani şi Hăşmaş dovedită de trăsăturile lor transilvane; imposibilitatea admiterii simultane a autohtoniei wildfysch-ului şi alohtoniei celor trei unităţi în condiţiile în care există o legătură indisolubilă între wildflysch şi pânzele de Olt, Perşani şi Hăşmaş.

Dacă problemele stratigrafice ale sedimentarului din zona cristalino-mezozoică sunt cât de cât conturate, nu acelaşi lucru, după cum se vede, se poate spune şi despre arhitectura acestuia, în raport direct cu diversele serii cristaline. Din acest motiv, răspunsurile la modelele structurale şi în special la cele din ultima vreme, le vom încerca în unul dintre capitolele care urmează.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. STRATIGRAFIA

3.1. Soclul cristalin

Şisturile cristaline constituie fundamentul regiunii şi aflorează pe ambele flancuri ale sinclinalului, reducându-se progresiv spre sud, pe măsura afundării acestuia sub depozitele cretacice ale flişului de Ceahlău şi sub formaţiunea vulcanogen-sedimentară, pliocenă, din zona Mihăileni-Frumoasa.

Cristalinul din acest sector aparţine Grupului de Tulgheş, Grupului de Bretila-Rarău şi Formaţiunii de Dămuc. Ca nomenclatură, s-au mai folosit, în timp, termenii de Serie, iar în anii din urmă de Litogrup, având ca subdiviziune, Litozona (Balintoni, 1996).

Grupul de Tulgheş. Denumirea unităţii o datorăm lui Kober (1931) şi Streckeisen (1934), acesta din urmă atribuind, de fapt, Grupului de Tulgheş toate şisturile cristaline epizonale din Carpaţii Orientali. El constituie soclu atât pentru Pânza Bucovinică, cât şi pentru Pânza Sub-bucovinică (Balintoni, 1996). Kraütner (1988) plasează Grupul de Tulgheş în Supergrupul Marisian. Se cunosc diverse orizontări ale acestui cristalin, respectiv ale lui Bercia et al. (1967) şi mai recent cea făcută de Vodă (1993). Orizontarea efectuată de Bercia et al. în Munţii Bistriţei se regăseşte şi pe flancul vestic al sinclinalului, în bazinul superior al Oltului (Bălan şi Sândominic) unde, de jos în sus, s-au separat: complexul vulcanogen inferior, complexul cuarţitelor negre cu mangan, complexul vulcanogen mediu, complexul cuarţitelor şi al rocilor carbonatice şi complexul vulcanogen superior.

După Vodă, Litogrupul de Tulgheş cuprinde Litozona de Căboaia (Tg_1) în bază, predominant terigenă şi negrafitoasă, Litozona de Holdiţa (Tg_2), cuarţitic-grafitoasă, recunoscută după culoarea neagră dată de prezenţa grafitului şi găzduind mineralizaţiile premetamorfice de mangan, Litozona de Leşu Ursului (Tg_3) ca secvenţă vulcanogen sedimentară acidă care găzduieşte acumulările de sulfuri polimetalice şi Litozona de Arşiţa Rea (Tg_4), filitos-cuarţitică, care încheie succesiunea. Caracterul polimetamorfic al Litogrupului de Tulgheş este susţinut de Balintoni şi Chiţimuş (1973) pe seama istoriei mineralelor de titan, a evoluţiei acestora de la ilmenit la rutil.

Datele izotopice par să argumenteze, după Balintoni, vârsta paleozoic inferioară a Litogrupului respectiv, dar conţinutul palinologic indică mai precis, după Iliescu şi Dessila-Codarcea (1964) şi Iliescu şi Mureşan (1970 în Săndulescu,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1975), intervalul Riphean-Cambrian inferior. În ultimul timp, contribuţii palinostratigrafice pentru vîrsta Grupului respectiv au adus Olaru (2001, 2005, 2008) şi Olaru et al. (2004, 2005). În conformitate cu aceste date, este de reţinut faptul că asociaţia de acritarche şi chitinozoare, determinate din Tg_4 (tabelul 3.1), respectiv formaţiunile de Balan şi Sândominic, indică prezenţa Cambrianului terminal şi a Ordovicianului bazal, cu specii calibrate în alte zone ale Europei cu faune de graptoliţi şi trilobiţi (Olaru, 2008).

Metalogenetic, Litogrupul de Tulgheş este principalul producător de mangan din România, fiind şi gazda mineralizaţiilor de sulfuri metalice de tip Kuroko. În ceea ce priveşte ambianţa geotectonică premetamorfică, după Balintoni (1996), asociaţia rocilor cuarţo-feldpatice cu mineralizaţiile de tip Kuroko, pledează pentru un bazin în context subducţional.

În sinclinalul Hăşmaşului, cristalinul de Tulgheş se dezvoltă larg pe flancul său extern în „Creasta" Dămucului şi la nord de Valea Bicazului, unde apare ca o fâşie îngustă după care face apoi masă comună cu cel din zona Tulgheşului. Spre deosebire de flancul intern, şi anume zona Balan-Sândominic, pe cel extern el încă n-a fost orizontat, dar, din punct de vedere petrografic, cuprinde filite, metatufuri şi metatufite acide, cuarţite negre, calcare cristaline şi roci porfiroide.

Filitele. Mare parte din unitatea de Tulgheş din această regiune este formată din alternanţe de filite cloritoase, sericitoase şi grafitoase, dar şi din termeni intermediari, respectiv şisturi sericito-cloritoase, sericito-grafitoase sau clorito-grafitoase; filitele grafitoase se asociază obişnuit cu cuarţite negre. Uneori toate acestea se îmbogăţesc în cuarţ, încât ajung la varietăţi de filite cuarţitice cloritoase sau sericito-cloritoase; la origine sunt roci argilo-grezoase cu caracter cărbunos.

Metatufuri şi metatufite acide. Reprezintă şi ele, alături de filite, roci specifice cristalinului de Tulgheş ce corespund, în nomenclatura mai veche, rocilor porfirogene. Ele sunt bine stratificate, uneori masive, cu rubanare fină, culoare albicioasă sau verzuie. Apar mai frecvent între Valea Bicazului şi izvoarele Dămucului.

Cuarţite negre. Formează pachete cu grosimi de până la 4-6 m, asociate cu şisturi grafitoase şi rareori cu calcare cristaline. Asemenea benzi subţiri de cuarţite negre apar pe Pârâul Psaltirii, Pârâul Guşei şi Pârâul Străjii, afluenţi ai Dămucului şi pe Pârâul Ţepeşeni de la nord de Valea Bicazului. Nicăieri în zonă cuarţitele negre nu sunt asociate cu roci manganifere.

Calcare cristaline. Ca şi în cazul cuarţitelor negre, apariţia lor pe acelaşi flanc extern este sporadică; în bazinul Pârâului Ţepeşeni, una din secvenţe ajunge la aproape 40 m grosime, în timp ce aflorimentele obişnuite au de la 5 până la 20 m. Sunt cenuşii sau albicioase, cu o laminaţie evidentă şi intercalate obişnuit în masa filitelor cloritoase sau sericito-cloritoase. Ele mai aflorează la est de Bâtca Neagră de la obârşia Pârâului Strungile.

Porfiroidele. Reprezintă la origine roci sedimentogen-vulcanogene, metamorfozate odată cu întreaga serie cristalină a Grupului de Tulgheş. Se extind mai frecvent între Pârâul Piciorului şi Pârâul Guşei şi apoi mai spre nord, între Pârâul Frunţii şi Pârâul Psaltirii.

Tabelul 3.1. **Asociaţia de palinomorfe din Grupul de Tulgheş – bazinul superior al Oltului (după Olaru, 2002, 2005, 2008; Iliescu şi Mureşan, 1970)**

Unităţi taxonomice	Tg 1	Tg 2	Tg 3	Tg 4
Asteridium pallidum (VOLK.) MOCZYDLOWSKA	+	+		
Asteridium tornatum (VOLK.) MOCZYDLOWSKA	+	+		
Fimbriaglomerella membranacea (KIRJ.)	+	+		
Fimbriaglomerella minuta (JANK.) MOCZ. ET VIDAL	+	+		
Globosphaeridium cerinum (VOLK.) MOCZ.	+	+		
Lophosphaeridium dubium (VOLK.) MOCZ.	+	+		
Tasmanites tenellus VOLKOVA	+	+		
Leiosphaeridia pylomifera PAŠK.	+	+		
Leiosphaeridia dehisca PAŠK.	+	+		
Dictytidium birvetense PAŠK.	+	+		
Teophypolia lacerata KIRJ.	+	+		
Ceratophyton vernicosum KIRJ.	+	+		
Micrhystridium brevicornum JANK.	+	+		
Cymathiosphaera nerisica JANK.	+	+		
Cymathiosphaera favosa JANK.	+	+	+	
Comasphaeridium brachyspinosum KIRJ.		+		
Granomarginata prima NAUM.		+		
Granomarginata squamacea VOLKOVA		+		
Skiaga compresa (VOLK.) DOWNIE		+	+	
Skiaga orbiculare (VOLK.) DOWNIE		+		
Micrhystridium villosum KIRJ.		+		
Dictyotidium priscum KIRJ. and VOLK.		+		
Brestovia annulata PAŠK.		+		
Leiovalia striatella PAŠK.		+		
Retisphaeridium densum PAŠK.		+		
Cymathiosphaera cristata JANK.		+		
Baltisphaeridium acerosum JANK and POSTI		+		
Archaeodiscina umbonulata VOLK.		+		
Pulvinosphaeridium antiquum PAŠK.		+		
Lophosphaeridium tentativum VOLKOVA		+		
Cymathiosphaera postii (Jank.)			+	
Leiovalia tenera KIRJ.			+	
Alliumella baltica VANDERFLIT			+	
Heliosphaeridium dissimilare (VOLK.) MOCZ.			+	
Lophosphaeridium truncatum VOLK.			+	
Tasmanites volkovae KIRJ.			+	
Ovullum saccatum JANK.			+	
Ovullum lanceolatum JANK.			+	
Lophosphaeridium variabile VOLK.			+	
Acantodiacrodium angustum (DOWN.) COMB.				+
Acantodiacrodium lanatum (TIM.) MARTIN				+
Baltisphaeridium pseudofovealatum FRID.				+
Baltisphaeridium crinitum MARTIN				+
Acantodiacrodium snookense P. et A.				+
Acantodiacrodium golubii FENSOM				+
Veryhachium dumontii VANG.				+
Lunulidia lumila ELS.				+
Leiofusa stoumonensis VANG.				+
Orthosphaeridium extensum PARS. and AND.				+

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.1. (continuare)

Unităţi taxonomice	Tg_1	Tg_2	Tg_3	Tg_4
Saharidia cf. *fragilis* (DOW.) COMBAZ.				+
Polygonum minimum (TIM.) VOLKOVA				+
Polygonum sexradiatum (TIM.) VOLK.				+
Impulviculus bibulbulus PARS. and AND.				+
Elenia amilata (VANDERFLIT) VOLK.				+
Vulcanisphaera tuberculate (DOWNTE)				+
Cristallinium cambriense (SLAV.) VANG.				+
Buediingisphaeridium tremadocum RASUL.				+
Izhoria angulata GOLUB. and VOLK.				+
Cymatiogalea gorkae RAUSCHER				+
Pinea orbicularis VOLKOVA				+
Dactylofusa squama (DEUNFF.) MARTIN				+
Cristallinium cf. *randomense* MARTIN				+
Baltisphaeridium setaceum (TIM.)				+
Arbusculidium omatum (DEUNFF.) MARTIN				+
Cristallinium pilosum GOLUB. and Volk.				+
Dactylofusa velifora COCCHIO				+
Vulcanisphaera capillata JARDINE				+
Polikilofusa squama (DEUNFF.) MARTIN				+
Stelliferidium cf. *stelligerum* (GORKA)				+
Timofeevia estonica VOLKOVA				+
Ooidium cf. *rossicum* TIMOFEEVA				+
Ooidium timofeevi LOEBLICH				+
Ooidium cf. *clavigerum* PARS. and AND.				+
Trachydiacrodium coarctatum TIM.				+
Tricosphaeridium annovaelense TIM.				+
Lophodiacrodium valdaicum (TIM.)				+
Protoleisphaeridium sp.			+	
Protoleisphaeridium infriatum ANDREEVA			+	
Protoleisphaeridium conglutinatum TIM.			+	
Zonosphaeridium sp.			+	
Protomycterosphaeridium marmoratum TIM.			+	
Marginominuscula sp.			+	
Leiopsophosphaera sp.			+	
Leioligotrilletum cf. *bistrovi* TIM.			+	
Lophotrilletes rugosus NAUMOVA			+	
Lagenochitina esthonica EISENACH			+	
Desmochitina bulla TAUGH. and JEKH.			+	
Conochitina symmetrica TAUGH. and JEKH.			+	
Fustichitina grandicula ACHAB.			+	
Rhabdochitina magna EISENACH			+	
Clavachitina decipiens TAUGH. and JEKH.				+
Conochitina decipiens TAUGH. and JEKH.				+
Lagenochitina cf. *combazi* FINGER				+
Euconochitina brevis conica (TAUGH. et JEKH.)				+
Euconochitina parvicola (TAUGH.)				+
Conochitina raymondi ACHAB.				+
Conochitina kryos BOCKELIE				+
Lagenochitina brevicollis (TAUGH. et JEKH.)				+
Conochitina brevis (TAUGH. and JEKH.)				+
Clatrochitina oblonga BEN. et TAUGH.				+

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Grupul de Bretila-Rarău. Cristalinul mezozonal de Bretila a fost separat sub această denumire de către T. Kraütner (1938), iar ulterior H. Kraütner (1968) a stabilit, conform informaţiei lui Balintoni (1996), corespondenţa sa litostratigrafică cu cel de Rarău. Formaţiunile cristalofiliene care se includ în Grupul de Bretila-Rarău au mai fost cunoscute şi sub numele de Seria de Hăghimaş sau Seria Gnaisică (Băncilă, 1941), Seria Mezometamorfică (Ianovici şi Ionescu, 1966), Seria Migmatică (Pitulea, 1967) sau Seria de Rarău (Mureşan, 1968; Mureşan şi Mureşan, 1970 *fide* Săndulescu, 1975).

Caracterul specific al acestui grup este dat de prezenţa formaţiunilor terigene, absenţa rocilor carbonatice şi prezenţa granitoidelor de Hăghimaş, care au stat şi mai stau încă sub zodia disputelor genetice. După Bercia et al. (1971, 1976) şi Kraütner (1988) acest grup prezintă un metamorfism iniţial în faciesul amfibolitelor cu almandin, urmat de un retromorfism varistic şi alpin. Kraütner (1988) datează Grupul de Bretila-Rarău, după metoda K-Ar şi Rb-Sr, ca fiind 748 şi respectiv 529 Ma, vârste destul de mari, indicând un metamorfism precambrian şi regenerări în caledonic; palinostratigrafic, cristalinul de Bretila-Rarău este încă puţin studiat, comparativ cu cel de Tulgheş (Olaru şi Oniceanu, 1985; Olaru et al., 1974; tabelul 3.2).

Divizarea litostratigrafică a Grupului de Bretila-Rarău este, după Balintoni, încă deficitară, dar diferenţele petrografice dintre pânzele infrabucovinice şi Pânza Bucovinică rămân evidente. Cel puţin în sinclinalul Hăşmaşului, conform hărţii geologice scara 1:50.000 - foaia Dămuc (Săndulescu et al., 1975), cristalinul de Bretila-Rarău include formaţiuni terigene cu paragnaise, gnaise oculare şi gnaise cuarţo-feldspatice, micaşisturi şi amfibolite, la care se adaugă granitoidele de Hăghimaş. În timp ce pe flancul extern stiva sedimentară bucovinică se aşează în principal pe formaţiunile micaşisto-gnaisice ale Grupului de Bretila-Rarău, şi mai puţin pe cel de Tulgheş, pe flancul intern se dispune integral pe granitoidele de Hăghimaş.

Gnaise cuarţo-feldspatice cu muscovit şi biotit. Sunt roci cu granulaţie uniformă, culoare albă, muscovit abundent, în timp ce biotitul variază ca frecvenţă şi este uneori cloritizat. În timp ce Ianovici şi Ionescu (1966) le plasează la partea superioară a stivei cristalinului de Bretila-Rarău, Săndulescu (1975) susţine, din contra, că ele se află în bază.

Micaşisturi cu biotit. Acest tip petrografic constituie fondul principal al Grupului de Bretila-Rarău; conţinutul în biotit este variabil, pe alocuri reducându-se până la dispariţie. După observaţiile consemnate de Săndulescu, micaşisturile indică procese de retromorfism, biotitul fiind în parte cloritizat. Este cazul din bazinul Lipchieşului, sub Piatra Arşiţei şi la est de Bâtca Neagră.

Paragnaise cu biotit şi granaţi. În zona „Crestei" Dămucului, se descriu două varietăţi de paragnaise, cu feldspat cenuşiu, dar şi cu feldspat roz; unii autori atrag atenţia că, de fapt, există o trecere continuă, cu termeni intermediari între micaşisturi şi paragnaise.

Gnaise oculare albe. Gnaisele oculare albe au fost descrise iniţial de către Atanasiu (1928) drept Gnaise de Prisecani, după un afluent de stânga al

Bistricioarei. Ulterior, au fost identificate şi mai la sud, unde sunt cunoscute sub numele de Gnaise de Naghyag, după un afluent de stânga al Oltului la cca 4 km nord de oraşul Bălan. Sunt frecvente în bazinul Văii Jidanului şi pe „Creasta" Dămucului, începând de la sud de Bâtca Neagră şi până în Pârâul Guşei. Sunt considerate de Mureşan şi Mureşan (1970, *fide* Săndulescu, 1975) nivel reper situat între cele două care se separă obişnuit în Seria de Bretila-Rarău, complexul terigen-tufogen gnaisic şi terigen cu micaşisturi.

Tabelul 3.2. **Asociaţia de palinomorfe din Grupul de Bretila-Rarău (după Olaru şi Oniceanu, 1985; Olaru et al., 1974)**

Genul, Specia	Riphean	Infracambrian
Kildinella hyperboreica TIM.	+	
Kildinella smica TIM.	+	+
Protosphaeridium scabridum TIM.	+	
Protosphaeridium flexuosum TIMOFEVA	+	
Protosphaeridium vermium TIM.	+	
Protosphaeridium densum TIM.	+	+
Archaeosacculina salebrosa NAUMOVA	+	
Nucellosphaeridium deminatum TIM.	+	
Nucellosphaeridium bellum TIM.	+	
Archaeomassulina atava PYCH.	+	
Margominuscula regularis NAUM.	+	
Margominuscula trenata NAUM.	+	
Margominuscula rugosa NAUM.	+	+
Lophominuscula rugosa NAUM.	+	
Lophominuscula simplex NAUM.	+	
Turuchanica ternata TIM.	+	+
Bavlinella paveolata SHEP.	+	+
Protosphaeridium gibberosum TIM.	+	+
Leisminuscula minuta NAUM.	+	+
Spumesata prima NAUM.	+	+
Lophominuscula prima NAUMOVA	+	
Trachyminuscula microrugosa NAUM.	+	
Massulina pumila NAUM.	+	
Macrominuscula prisca NAUM.	+	
Archaeomassulina pussila NAUM.	+	
Granomarginata notata NAUM.	+	
Lophominuscula orbilata NAUM.	+	
Protomassulina minutissima NAUM.	+	
Archaeopsosphaera asperata NAUM.	+	

Amfibolite şi şisturi cuarţitice muscovito-biotitice. Tipul acesta de roci este sporadic şi se intercalează la diferite nivele în masa micaşisturilor, paragnaiselor şi a gnaiselor cuarţo-feldspatice muscovito-biotitice.

Granitoidele de Hăşmaş. Sunt roci masive sau cu slabă şistozitate, caz în care capătă factură gnaisică. Petrografic, sunt descrise granodiorite şi diorite gnaisice, ca şi granitoide migmatizate, zise şi migmatite metablastice.

În jurul genezei acestor roci specifice Grupului de Bretila-Rarău, a căror ocurenţă este legată de cristalinul Munţilor Giurgeului şi Hăşmaşului, s-au purtat

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lungi discuţii care încă nu pot fi considerate încheiate. Redăm în cele ce urmează o trecere în revistă a acestor supoziţii realizată de către Săndulescu (1975).

După Atanasiu (1928), granodioritele şi dioritele sunt masive intrusive, pătrunse în şisturile cristaline epizonale în care au determinat formarea unei aureole de contact cu caractere petrografice de tip mezozonal. Băncilă (1941) nu recunoaşte procesele de metasomatoză impuse de corpurile granodioritice, ci consideră că acestea din urmă sunt intruziuni magmatice supuse ulterior metamorfismului regional. Acolo unde ele încă se detaşează prin masivitate, se consideră că au fost atinse de un metamorfism mai slab.

Rădulescu descrie aceste roci ca Gnaise de Hăghimaş, iar formarea lor o pune pe seama unui proces de migmatizare cu adaos de potasiu. După el, procesul de feldspatizare s-a produs ulterior primei faze de metamorfism, idee susţinută şi de Balintoni (1969). Mureşan (1968) şi mai apoi Mureşan şi Mureşan (1970) descriu granodioritele şi dioritele din această regiune drept granitoide de Hăghimaş şi le consideră, ca şi Băncilă, corpuri intrusive supuse metamorfismului, odată cu întreaga stivă a Grupului de Bretila-Rarău.

Observaţiile lui Săndulescu (1975), făcute pe drumul ce leagă Bălanul de Valea Javardi, ca şi în lungul şoselei care traversează pasul Pângăraţi spre Gheorgheni, îl fac să creadă că, de fapt, există în această chestiune două realităţi: granodiorite gnaisice cu şistozitate mai pronunţată, vizând urme de metamorfism evidente şi granodiorite masive apropiate de tipul corpurilor intrusive. Aşadar, după autor, există şi masive intrusive metamorfozate odată cu întreaga serie, dar şi procese de metasomatoză, care au determinat formarea paragnaiselor, până la roci masive de tipul granodioritelor, la care urmele metamorfismului au fost şterse.

Cât priveşte raporturile dintre Grupul de Bretila-Rarău şi Grupul de Tulgheş, problemele urmează să fie discutate în capitolul de tectonică.

Formaţiunea de Dămuc. Cristalinul în discuţie a fost descris pentru prima dată de către Mureşan (1974) în extremitatea sudică a „Crestei" Dămucului ca o succesiune destul de monotonă, căreia i s-ar potrivi, de fapt, mai degrabă, titulatura de formaţiune şi care cuprinde şisturi sericito-muscovitice, slab grafitoase cu biotit şi granaţi.

Secţiunea stratotip se află pe Pârâul Mâţului, după localnici, Arşiţa Almaşului, după hărţi, afluent de stânga al Dămucului, în amonte de localitatea Huisurez. Aici, şisturile cristaline respective constituie nucleul unui anticlinal cu deversare vestică, îmbrăcat pe cele două flancuri de dolomitele triasice a căror dispoziţie peste Formaţiunea cu *Aptychus* este evidentă (fig. 3.1).

Trăsăturile petrografice ale acestor şisturi cristaline le diferenţiază atât faţă de mezometamorfitele de Bretila-Rarău, cât şi de epimetamorfitele de Tulgheş. În principal, este vorba de şistozitatea pronunţată şi o culoare pronunţat neagră de nuanţă metalică; îmbogăţirea în cuarţ determină intervenţia la diferite nivele a unor secvenţe cu pronunţat caracter cuarţitic, groase de până la un metru şi destul de dure în contrast cu masa plastic-şistoasă.

Faţă de micaşisturi, au o cristalinitate mult mai fină a mineralelor, muscovit, sericit, biotit şi prezintă două momente de blasteză, susţinute de Mureşan prin

prezenţa unei mezostaze şistoase, sericito-cuarţoase, slab grafitoase, peste care s-a suprapus ulterior muscovitul, biotitul şi granatul. Cea de a doua fază de recristalizare este susţinută prin dispunerea transversală a biotitului şi muscovitului, în raport cu şistozitatea rocii, precum şi dispoziţia indiferentă a lamelelor aceloraşi minerale faţă de microcutele primare ale mezostazei sericito-cuarţoase.

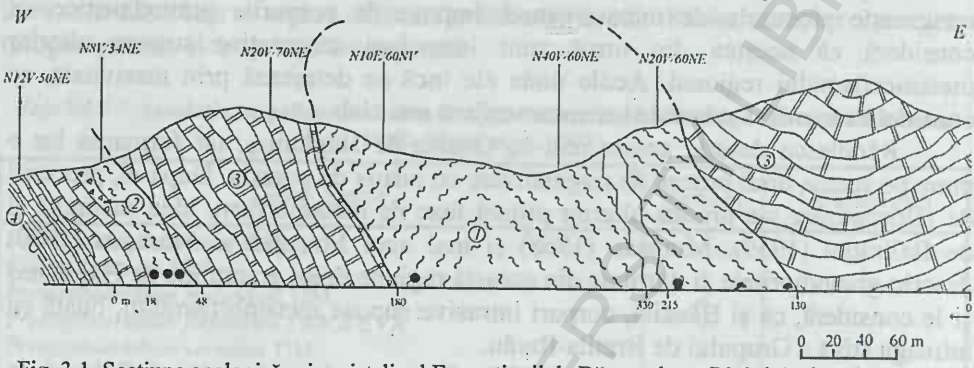


Fig. 3.1. Secţiune geologică prin cristalinul Formaţiunii de Dămuc de pe Pârâul Arşiţa Almaşului – „Creasta" Dămucului:
1 – Formaţiunea de Dămuc; *2* – Brecia de Hăşmaş (Permian); *3* – Conglomerate, gresii, dolomite (Triasic); *4* – Formaţiunea cu *Aptychus* (Jurasic Superior); $_3$ – probe.

Aflorimente ale cristalinului de Dămuc, autorul mai citează în bazinele pâraielor Strungile, Lipchieşului şi Ţepeşeni, unde stă discordant peste mezometamorfitele de Bretila-Rarău şi cu care, solidar, încalecă Grupul de Tulgheş, ceea ce constituie Pânza prealpină de Rarău.

Palinologic, Iliescu şi Mureşan (1972) au pus în evidenţă în aceste roci forme de *Protoleiosphaeridium* şi specia *Leioarachnitum vitattum* AND., cunoscută din Ordovicianul Platformei Ruse. Pe lângă studiul palinologic, s-au făcut şi determinări geocronologice prin metoda K/Ar pe probe de pe pâraiele Mâţului şi Ţepeşeni, vârstele determinate fiind de 415 şi 420 Ma, corespunzătoare Ordovicianului, rezultate, după autor, convergente deci cu cele palinologice.

După autor, vârstele respective corespund momentului intervenţiei metamorfismului, respectiv faza taconică a orogenezei caledonice. Una din probe din zona Ţepeşeni a dat 350 Ma, ceea ce indică o regenerare petrecută ulterior fazei taconice, în faza ardenică, de la finele Silurianului, după Mureşan, sau eventual în mişcările hercinice.

Concluzia generală este că în Formaţiunea de Dămuc, încă nu poate fi probată şi prezenţa Silurianului. El a fost identificat însă palinologic, în galeţi din Brecia de Hăghimaş permiană, ceea ce dovedeşte că a existat, dar a fost erodat. Aşadar, cristalinul de Dămuc demonstrează că în Carpaţii Orientali au existat serii sedimentare ordoviciene metamorfozate în faza taconică a orogenezei caledoniene, iar clastele Breciei de Hăşmaş probează şi existenţa unor depozite sedimentare siluriene, metamorfozate în caledonidele târzii din faza ardenică, evental sudetă a orogenezei hercinice.

Formaţiunea de Dămuc a fost reluată în studiu în ultima vreme de către

Olaru şi Grasu (2009), ocazie cu care s-au făcut observaţii atât de ordin petrografic şi mineralogic, cât mai ales palinostratigrafic. Datele autorilor se referă la succesiunea de pe Pârâul Mâţului (Arşiţa Almaşului), afluent de stânga al Dămucului, amonte de localitatea Huisurez, deschisă foarte bine pe noul drum forestier ce duce în Pârâul Vetei din bazinul Bicăjelului. Aici, şisturile cristaline respective constituie nucleul unui anticlinal cu deversare vestică, îmbrăcat pe cele două flancuri de dolomitele triasice a căror dispoziţie peste Formaţiunea cu *Aptychus* este evidentă (fig. 3.1). Aşa cum se observă şi din figura 3.1, la vest de nucleul anticlinal, o falie longitudinală mai scoate la zi cristalinul aceleiaşi serii pe o fâşie îngustă în care se conservă o bandă redusă din Brecia de Hăşmaş, care suportă normal dolomitele triasice.

În deschiderea de pe Pârâul Mâţului, şisturile cristaline ale acestei serii se caracterizează printr-o şistozitate avansată şi o culoare pronunţat neagră, de nuanţă metalică: îmbogăţirea în cuarţ determină intervenţia la diferite nivele a unor secvenţe cu pronunţat caracter cuarţitic, groase de până la un metru şi destul de dure, contrastând cu fondul plastic-şistos al unităţii.

În teren, succesiunea pare monotonă din punct de vedere petrografic, iar analiza microscopică indică într-adevăr unele trăsături comune pentru această unitate, existând totuşi şi variaţii. Astfel, toate eşantioanele analizate prezintă un fond cuarţos cu şistozitate pronunţată, alteori mai slabă, iar în unele cazuri aceasta lipseşte, conferind rocilor o structură granoblastică. Şistozitatea este marcată cel mai adesea de dispoziţia mineralelor filitoase, a muscovitului, biotitului, sericitului şi a cloritului, dar şi de dispunerea materialului grafitos; în cazul structurii granoblastice mineralele respective se dispersează în masa cuarţoasă fără nici un fel de orientare.

Studiul microscopic a evidenţiat în această serie următoarele tipuri petrografice: şisturi cuarţito-muscovitice grafitoase cu biotit, şisturi cuarţitice cu biotit şi granaţi, şisturi cuarţitice muscovito-biotitice cu granaţi, şisturi cuarţitice clorito-grafitoase, şisturi cuarţito-sericito-grafitoase cu biotit, şisturi cuarţito-cloritoase cu muscovit şi granaţi, cuarţite cu biotit şi zoizit şi cuarţite feldspato-biotitice cu sericit şi granaţi. În cazul unor varietăţi, caracterul retromorf al cloritului după biotit este cât se poate de evidentă.

La modul general, în varietăţile cu caracter şistos, cuarţul alternează cu benzi de material grafitos; granaţii sunt fisuraţi şi învăluiţi adesea în minerale micacee torsionate. Sunt prezenţi atât feldspaţii plagioclazi maclaţi polisintetic, cât şi ortoclazi, cei din urmă larg dezvoltaţi şi cu incluziuni de sericit.

Au fost studiate palinologic un număr de 12 probe recoltate din toate tipurile petrografice menţionate din care s-au determinat două asociaţii distincte, una de acritarche cu peste 60 de taxoni şi o alta de chitinozoare cu 24 taxoni (tabelul 3.3). Asociaţia de acritarche conţine 32% de palinomorfe caracteristice pentru intervalul Tremadocian-Arenigian, revenind deci Ordovicianului inferior. O altă categorie de acritarche are o extindere stratigrafică mai mare, Cambrian mediu-Cambrian superior-Tremadocian sau este restrânsă numai la Cambrian superior.

Tabelul 3.3. **Asociaţia de chitinozoare şi acritarche din Formaţiunea de Dămuc (după Olaru et al. sub tipar)**

Gen/specie	Cronostratigrafie			
	Cambrian		Ordovician	
	Med.	Sup.	Tremadoc.	Arenig.
1	2	3	4	5
Acritarche				
Izhoria angulata GOLUB.et VOLKOVA				
Cristallinium ovillense (CRAMER DIEZ) MARTIN				
Leiosphaeridia sp.				
Cristallinium cambriense (SLAVIKOVA) VANG.				
Lophodiacrodium valdaicum DEFLANDRE				
Cyamatiogalea sp. aff. C. cuvillieri (DEUNFF)				
Lunulidia lunula EISENACK				
Ovullum sp. cf. O .saccatum (DEUNFF) DEUNFF				
Ooidium rossicum TIMOFEEV				
Poikilophusa squama (DEUNFF) MARTIN				
Trachydiacrodium coarcuatum TIMOFEEV				
Micrhystridium sp.				
Timofeevia pentagonalis (VANGUESTAINE) VANG.				
Cimatiogalea velifera (DOWNIE) MARTIN				
Buedingusphaeridium tremadocum RASUL				
Leiophusa stoumonensis VANGUESTAINE				
Poikilophusa sp.				
Baltisphaeridium sp.				
Veryhachium sp.				
Eliasum llaniscum FOMBELLA				
Nellia magna VOLKOVA				
Vulcanisphaera sp.				
Pirea orbicularis VOLKOVA				
Trachysphaeridium onnolovaense TIMOFEEV				
Navifusa navis (EISENACK) COMBAZ				
Cristallinium sp. C. locale VOLKOVA				
Volkovia sp.				
Acanthodiacrodium timofeevi GOLUB et VOLKOVA				
Trachydiacrodium signatum TIMOFEEV				
Dasydiacrodium palmatilobum TIMOFEEV				
Coryphidium bohemicum VAVRDOVA				
Acanthodiacrodium angustum (DOWNIE) COMBAZ				
Acanthodiacrodium lanatum (TIMOFEEV)MARTIN				
Saharidia fragilis (DOWNIE)				
Schizodiacrodium armatum VOLKOVA				
Dactylophusa velifera COCCHIO				
Veryhachium dumontii VANGUESTAINE				
Cristallinium randomense MARTIN				
Cristallinium baculatum VOLKOVA				
Dactylophusa squama (DEUNFF) MARTIN				
Dasydiacrodium cf.caudatum VANGUESTAINE				
Acanthodiacrodium golubii FENSOME et all.				
Naviphusa sp.				
Timofeevia janischewskyi (TIMOFEEV) VOLKOVA				
Acanthodiacrodium simplex CAMBAZ				
Baltisphaeridium longispinosum longispinosum STAPL				

Tabelul 3.3. (continuare)

1	2	3	4	5
Retisphaeridium dichamerum STAPL				
Cymatiogale trevisonii (DI MILIA et JONGIORGI)				
Cymatiogalea cuvillieri (DEUNFF) DEUNFF				
Cristallinium dentatum (VAVRDOVA)				
Coryphidium elegans VAVRDOVA				
Polygonum martinae MOCZ et CRIMES				
Polygonum dissimilare VOLKOVA				
Acrum aff. cylindriferum DOWNIE				
Stelliferidium sp.				
Stelliferidium cf. S. Stelligerum (GORKA) DEUNFF et al.				
Timofeevia phosphoritica VANGUESTAINE				
Chitinozoare				
Conochitina symmetrica TAUG.et DE JEKHOWSKI				
Lagenochitina combazi FINGER				
Desmochitina bulla TAUG. et DE JEKHOWSKI				
Rhabdochitina sp.				
Lagenochitina sp.				
Lagenochitina cf. L. combazi FINGER				
Rhabdochitina cf. Rh. gallica TAUGOURDEAU				
Conochitina sp.				
Desmochitina sp.				
Conochitina cf. symmetrica TAUG. et DE JEKHOWSKI				
Fustichitina grandicula ACHAB				
Lagenochitina esthonica EISENACK				
Lagenochitina spinatostoma SOUFIANE et ACHAB				
Conochitina raymondii ACHAB				
Rhabdochitina magna EISENACK				
Eremochitina tremadoca TAUG et DE JEKHOWSKI				
Fustichitina sp. cf. F. grandicula ACHAB				
Conochitina decipiens TAUG.et DE JEKHOWSKI				
Lagenochitina destombesi ELAOUD-DEBBAJ				
Lagenochitina braevicollis TAUG et DE JEKHOWSKI				
Euconochitina brevis TAUG et DE JEKH.				
Cyatochitina sp.				
Rhabdochitina sp .cf. Rh. magna EISENACK				
Rhabdochitina tubularis UMNOVA				

Cea de a doua asociaţie, de chitinozoare, caracterizează intervalul stratigrafic Tremadocian-Arenigian superior, în cadrul căreia 87% din taxonii determinaţi sunt tipici pentru intervalul Arenigian inferior-Arenigian superior. În concluzie, sedimentarul premetamorfic al Formaţiunii de Dămuc s-a acumulat în Ordovicianul inferior, iar metamorfismul său s-a produs în fazele orogenezei caledonice, începând cu cea Sardă şi continuînd cu fazele Taconică şi posibil Ardenă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2. Sedimentarul mezozoic. Litostratigrafie

3.2.1. Pânza Sub-bucovinică

Învelişul sedimentar al Pânzei Sub-bucovinice este cunoscut în Carpaţii Orientali ca petice de eroziune, petice de rabotaj şi în ferestre tectonice. Comparativ cu Pânza Bucovinică acesta prezintă o coloană stratigrafică incompletă, cu numeroase discontinuităţi ce corespund unor discordanţe, însoţite atât de eroziuni, cât şi de lacune sedimentare.

În sinclinalul Hăşmaşului, suita sub-bucovinică se întâlneşte ca petic de rabotaj în zona de confluenţă a Dămucului cu Bicazul şi în fereastra tectonică de la Tomeşti din afara acestuia, situată spre vest, în apropiere de vulcanitele neogene din Munţii Harghitei.

Depozitele mezozoice de la Gura Dămucului sunt cunoscute încă de la Atanasiu (1928), iar poziţia lor pe linia de şariaj central-carpatică, între zona cristalino-mezozoică şi fliş, a fost nu numai controversată, dar şi divers interpretată (Atanasiu, 1928, 1958; Băncilă et al., 1957; Grasu şi Turculeţ, 1965; Contescu, 1968; Preda, 1969, 1976). Ulterior, a fost acceptată apartenenţa lor la o nouă unitate de şariaj – Pânza Sub-bucovinică – având aici condiţia unui petic de rabotaj (Săndulescu, 1975; Grasu, 1976).

Ele se extind în versantul stâng al Dămucului, între râul Bicaz şi Pârâul Ciofu (fig. 3.3), fiind prinse într-o structură de solzi, demonstrată de repetiţia depozitelor triasice şi mediojurasice (fig. 3.2-3.3). În esenţă, coloana sub-bucovinică de la Gura Dămucului cuprinde depozite triasic-neocomiene, care însumează o grosime de numai 59 m (fig. 3.5), rezultat probabil al procesului de rabotaj, dar şi al frecventelor discontinuităţi intervenite în procesul de sedimentare.

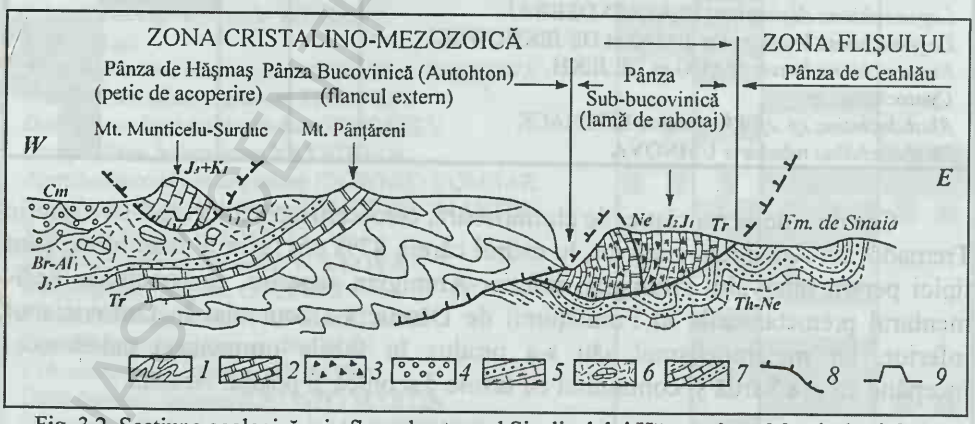


Fig. 3.2. Secţiune geologică prin flancul extern al Sinclinalului Hăşmaş între Munticelu şi Gura Dămucului:

1 – roci cristaline epi-şi mezometamorfice; *2* – dolomite; *3* – brecii; *4* – conglomerate post-tectonice; *5* – gresii şi calcare nodulare grezoase; *6* – wildflysch; *7* – gresii, calcare, marne, argile (fliş); *8* – pânză de şariaj; *9* – carieră de exploatare a calcarelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Triasicul. Debutează cu obişnuitele gresii şi conglomerate seisiene care aici se prezintă ca o bandă subţire şi discontinuă care aflorează pe Pârâul lui Stan (fig. 3.3) de sub încălecarea cristalinului din Pânza Bucovinică. Peste acestea urmează complexul dolomitic. Cel puţin în solzul vestic (fig. 3.4), acestea prezintă un nivel bazal de 7 m, bine stratificate, în plăci centimetrice, cenuşii, diaclazate, fine şi un altul superior de 15 m de dolomite masive cenuşii sau gălbui, cu aspect pe alocuri brecios.

După Săndulescu (1975), primul nivel ar fi constituit din „calcare marnoase" şi ar corespunde „Şisturilor" de Campil, în timp ce dolomitele masive ar reveni Anisianului. După cum se ştie, Campilianul din Pânza Bucovinică este constituit din calcare în plăci şi conţine binecunoscuta faună de Azodu Mare. Aici, la Gura Dămucului, rocile bine stratificate, ca şi cele masive sunt în totalitate, după spectrul chimic, nişte dolomite (fig. 3.6), respectiv dolomicrite cu rare paiete de sericit şi intradolosparite; intraclastele micritice sunt prinse într-un ciment dolosparitic şi contrastează net cu acesta din urmă, conferind rocii aspectul brecios, mozaicat.

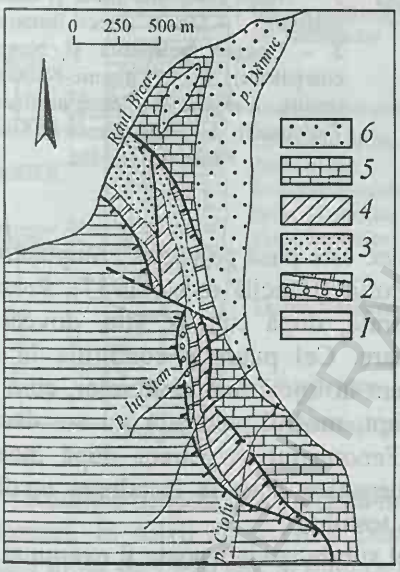


Fig. 3.3. Schiţa geologică a peticului de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului (după Grasu et al., 1995):
1 – cristalinul Grupului de Tulgheş; *2* – Triasic (conglomerate şi dolomite); *3* – Liasic+Dogger; *4* – ?Tithonic-Neocomian; *5* – Formaţiunea de Sinaia; *6* – Cuaternar (terase şi albii majore).

Liasicul. Se atribuie Liasicului (Săndulescu, 1975) brecii cuarţitice, limonitice, în grosime de 1,5-2,0 m, interpuse între dolomite şi calcarele doggeriene; menţionăm că în fereastra de la Tomeşti aceste brecii se asociază cu argile roşii cu spartură concoidă ce mulează un paleorelief dezvoltat pe dolomite pe care le şi remaniază în acelaşi timp (Grasu, 1976).

Doggerul. În malul drept al Bicazului, depozitele mediojurasice au 12-15 m grosime şi cuprind trei tipuri litologice: calcare masive dure şi puternic diaclazate, calcare cu aspect nodulos, cenuşii negricioase şi fosilifere din care s-a descris o faună bajociană (Grasu şi Turculeţ, 1965) şi calcare în plăci, negre, muscovitice.

Primele două tipuri corespund unor pelsparite şi biopelsparite; bioclastele sunt constituite din foraminifere bentonice, bivalve, dar mai ales plăci de echino-

derme. Lojele foraminiferelor şi porii plăcilor de echinide sunt umplute cu clorit sau sulfură de Fe, probabil hidrotroilit sau pirită, care prin oxidare dau o pulbere limonito-hematitică ce pătează în roşu aceste calcare. Fracţiunea alogenă este formată din cuarţ arenitic sau siltic, muscovit, rari feldspaţi. Ca minerale de neoformaţiune, pe lângă clorit şi sulfură de Fe, se mai observă feldspaţi plagioclazi, semnalaţi şi de Băncilă et al. (1957), având o pondere de până la 4% care apar limpezi şi idiomorfi. Determinările au arătat că este vorba de un albit aproape curat, conţinând un procent de sub 3% anortit. Analizele chimice indică un conţinut ridicat de carbonaţi, astfel că majoritatea lor cad în câmpul calcarelor, mai rar al calcarelor cuarţsiltitice (fig. 3.6).

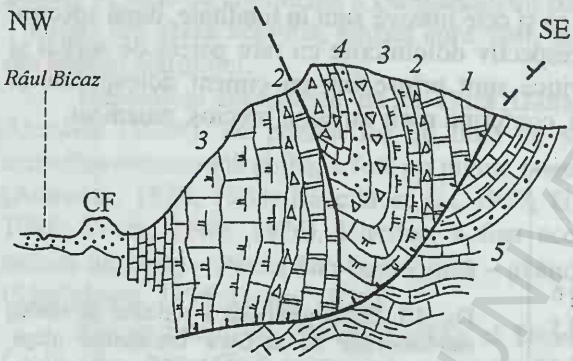


Fig. 3.4. Secţiune geologică prin solzii peticului de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului (după Grasu et al., 1995):
1 – Triasic (dolomite litate şi dolomite masive); *2* – Liasic (brecii limonitice); *3* – Dogger (pelsparite şi biosparite cuarţsiltice); *4* – ?Tithonic-Neocomian (rudite, litarenite şi micrite argiloase cu *Tintinnide*); *5* – Formaţiunea de Sinaia - Pânza de Ceahlău.

Culoarea neagră a rocilor mediojurasice este pusă pe seama compuşilor de mangan sau a pigmentării difuze cu hidrotroilit (Băncilă et al., 1957). Prezenţa sulfurii de Fe şi a cloritului sunt considerate, după cum se ştie, dovezi ale acumulării sedimentelor în medii reducătoare. Cel puţin în condiţiile în care mineralele respective se dezvoltă preponderent în lojele foraminiferelor, cum este cazul de faţă, cercetările au arătat că, de fapt, mediul reducător nu are decât o extindere strict locală (Marchand, 1975). Fenomenul se petrece după moartea organsimelor, când descompunerea părţii organice duce la instalarea mediului reducător protejat de arhitectura complicată a testului.

?Tithonic-Neocomianul. Neocomianul sub-bucovinic poate fi examinat atât în solzul vestic din Valea Bicazului, cât şi pe Pârâul Ciofu. Ajunge la doar 20 m grosime şi include următorii termeni petrografici (Grasu et al., 1995): rudite şi microrudite polimictice, litarenite calcaroase, biopelsparite grezoase, micrite şi micrite slab argiloase.

Ruditele sunt roci în care clastele sunt de natură cristalofiliană, sedimentară şi eruptivă. Dimensiunile clastelor sunt frecvent de 1-2 cm, în timp ce cele maxime ajung până la 12 cm; cimentul este grezo-calcaros, ceea ce le conferă o duritate foarte ridicată. Litoclastele sedimentare aparţin dolomitelor şi biopelsparitelor cu feldsdpaţi de neoformaţiune, provenind probabil din mediojurasicul subjacent. Magmatitele sunt prezente prin diabaze spilitice, puternic alterate în care se observă vacuole calcitice, iar dintre şisturile cristaline predomină cele cuarţito-muscovitice cu biotit, urmate de metacuarţite.

Secvenţele ruditice trec adesea la roci cu aspect arenitic, în care predomină materialul litic, respectiv şisturi sericito-cuarţoase, dolomite, micrite şi jaspuri; urmează ca frecvenţă granoclastele cuarţoase, muscovitul, biotitul şi rari granaţi. Cimentul este de tip bazal, micritic. Procentul ridicat de carbonaţi indică caracterul lor de litarenite calcaroase (fig. 3.6).

În formaţiunea neocomiană se pare că există toate tipurile petrografice de tranziţie de la rudite la calcare. Pe lîngă litarenitele calcaroase, se mai întîlnesc şi calcare cu adaos epiclastic, având caracter de calcare grezoase. Microfacial, sunt nişte biopelsparite grezoase, cu structură laminară, dată de alternanţa calcitei sparitice cu materialul epiclastic. Acesta din urmă este format din cuarţ, feldspaţi, metacuarţite, gnaise şi rar muscovit şi biotit; peletele se asociază cu bioclastele de foraminifere şi plăcile de echinide.

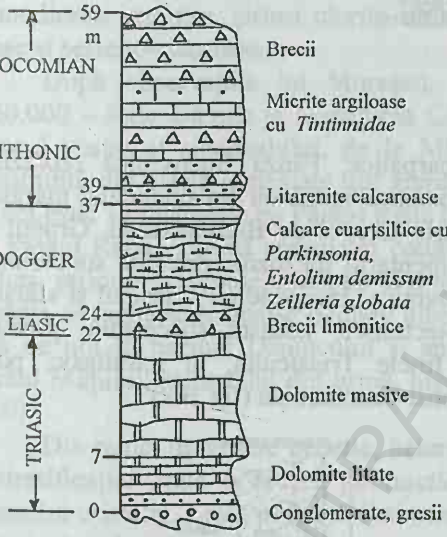


Fig. 3.5. Coloana litostratigrafică a succesunii sub-bucovinice de la Gura Dămucului (după Grasu et al., 1995).

Ruditele neocomiene prezintă intercalaţii foarte rare de calcare fine cu aspect pelitomorf. În solzii de la Gura Dămucului apar două asemenea intercalaţii cu grosimi în jur de 15-20 cm, în timp ce pe Pârâul Ciofului, ele se dezvoltă sub forma unui singur strat de 0,80 m. Sunt calcare micritice, fin diaclazate cu rar cuarţ siltic şi feldspaţi de neoformaţiune; aceştia din urmă au un remarcabil idiomorfism şi sunt maclaţi după legea albitului. Au o frecvenţă de până la 2%, fiind vorba de albit sau oligoclaz, conţinutul de anortit ajungând până la 20%. Uneori, frecvenţa mare a secţiunilor prin tintinnide le conferă caracterul de biomicrite, atestînd, în acelaşi timp, vârsta neocomiană a acestor calcare (Săndulescu, 1975). Pe criteriul prezenţei calcarelor pelitomorfe cu tintinnide, aceste depozite au şi fost asimilate cu Formaţiunea de Lunca (= Strate cu *Aptychus*) care, după cum ştim, reprezintă Neojurasic-Neocomianul domeniului de sedimentare bucovinic, net diferenţiat de cel transilvan.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

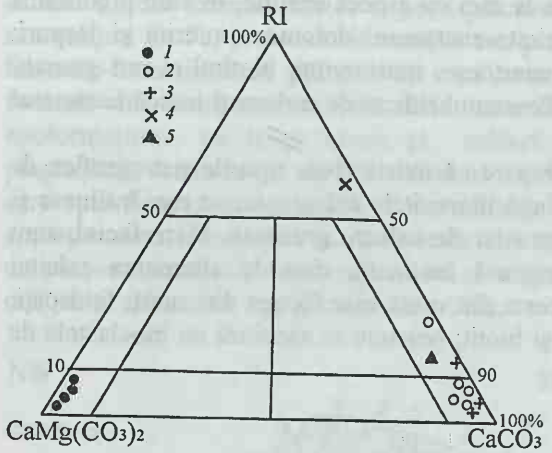


Fig. 3.6. Proiecţia rocilor din suita subbucovinică de la Gura Dămucului în diagrama Leighton-Pendexter (după Grasu et al., 1995):
1 – **Triasic** (dolomite litate şi masive); *2* – **Dogger**; **Neocomian**; *3* – micrite şi biomicrite argiloase; *4* – litarenite calcaroase; *5* – biopelsparite grezoase.

3.2.2. Pânza Bucovinică

În sistemul pânzelor central-est-carpatice, Pânza Bucovinică reprezintă unitatea superioară, fiindu-i specific sedimentarul autohton din sinclinalul marginal extern. Din structura soclului său fac parte Grupul de Bretila-Rarău, Grupul de Tulgheş şi Formaţiunea de Dămuc. Sedimentarul mezozoic prezintă succesiunea cea mai completă dintre toate seriile bucovinice. Începând cu Triasicul şi sfârşind cu Conglomeratele de Bârnadu, post-tectonice, această succesiune prezintă frecvente întreruperi, cu precădere la finele Triasicului, în intraliasic, post-neocomian, post-albian şi probabil, chiar post-cenomanian (fig. 3.7).

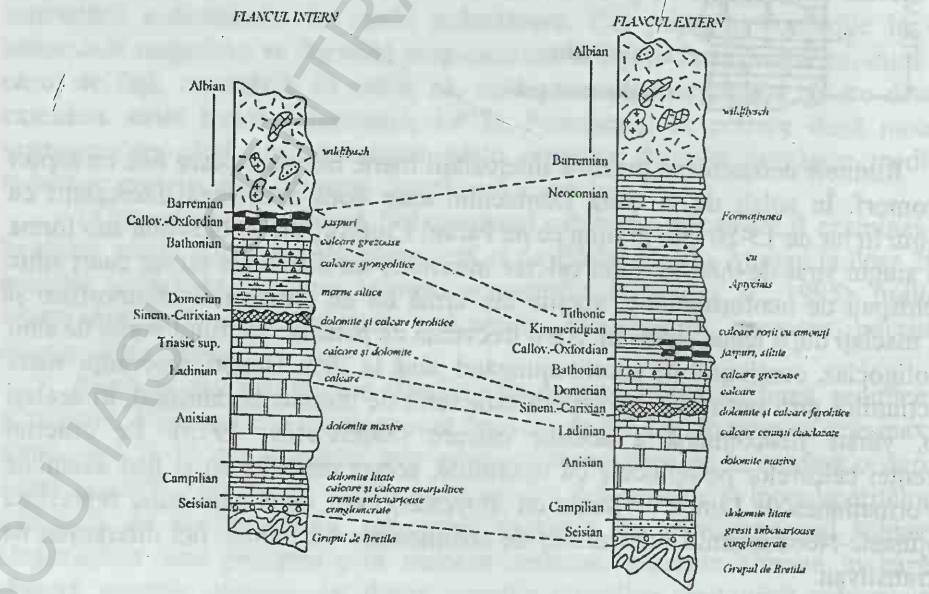


Fig. 3.7. Coloane litostratigrafice sintetice ale Mezozoicului bucovinic din Sinclinalul Hăşmaşului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2.2.1. Permian. Brecia de Hăşmaş

S-a considerat multă vreme că primul termen sedimentar cu care debutează ciclul alpin este reprezentat de gresiile şi conglomeratele seisiene. Mureşan (1970) a fost primul autor care a demonstrat că, de fapt, ruditele seisiene se dispun pe foarte multe profile peste o formaţiune sedimentară nemetamorfozată de vârstă permiană pe care a numit-o Brecia de Hăşmaş.

Aceasta este constituită din elemente colţuroase de şisturi cristaline cimentate de un liant detritic redus sau foarte redus. Elementele sunt nesortate şi fără stratificaţie. De la elementele constitutive se face trecerea la liant de multe ori progresiv, prin reducerea dimensională a clastelor; după descrierea autorului, blocurile constituente sunt uneori uriaşe, ajungând până la 10-15 m în diametru.

Petrografic, brecia este destul de heterogenă, formată din cristalin mezo-, dar şi epimetamorfic: micaşisturi, paragnaise, gnaise oculare, granite gnaisice, granodiorite gnaisice, şisturi clorito-sericitoase, sericito-grafitoase, cuarţite sericitoase şi sericito-cuarţoase.

După observaţiile lui Mureşan, preluate şi pe hărţile geologice scara 1:50.000 - foile Dămuc şi Miercurea Ciuc, Brecia de Hăşmaş aflorează larg pe flancul vestic al sinclinalului, de la Mihăileni şi până la nord de Bălan, fiind constituită din claste remaniate din granitoidele de Hăşmaş subjacente, în timp ce pe cel estic se întâlneşte pe Pârâul Rana (fig. 3.8), Valea Strîmbă şi Pârâul Javardi. Pe Pârâul Rana, suportă gresiile şi conglomeratele seisiene şi este constituită din şisturi sericito-grafitoase, sericito-cloritoase, cuarţite sericitoase, micaşisturi cu granaţi, paragnaise şi gnaise oculare albe. Mai la nord, aceeaşi brecie a fost întâlnită de noi în bazinul Dămucului şi anume pe Pârâul Guşei, Pârâul Frunţii şi Pârâul Mâţului; în profilul din urmă, brecia stă peste Formaţiunea de Dămuc (fig. 3.10).

Din punct de vedere genetic, heterogenitatea ei petrografică, lipsa sortării şi a stratificaţiei arată o brecie polimictică, rezultată în urma distrugerii fundamentului cristalin. Lipsa prelucrării şi caracterul haotic al elementelor sugerează un transport redus, în timpul căruia apa n-a avut probabil nici un rol. Ca urmare, brecia reprezintă un depozit continental, subaerian, de tip eluvio-deluvio-coluvial, acumulat în condiţii climatice aride.

Pe lângă sinclinalul Hăşmaşului, Mureşan mai semnalează prezenţa acestei brecii în sinclinalul Rarăului şi anume în cariera de dolomite de la Pojorâta şi în Valea Putnei, în zona de confluenţă cu Pârâul Şandrului, unde ar aparţine, de data aceasta, unei succesiuni stratigrafice sub-bucovinice. Concluzia autorului este că această formaţiune continentală aruncă o lumină nouă asupra paleogeografiei zonei cristalino-mezozoice anterior transgresiunii triasice, cu care se considera că începe ciclul alpin.

3.2.2.2. Formaţiunile triasice

Suita cea mai completă a Triasicului bucovinic aflorează în zona Lacului Roşu şi în cadrul ei se distinge Seisianul rudito-arenitic, urmat de Campilian-Anisian, în care se pot separa un membru inferior, al calcarelor litate, unul mediu,

al dolomitelor litate şi un membru superior al dolomitelor masive. Ladinianul şi Carnian-Norianul apar sporadic pe pâraiele Ghilcoş, Suhard, Calului şi Licaş.

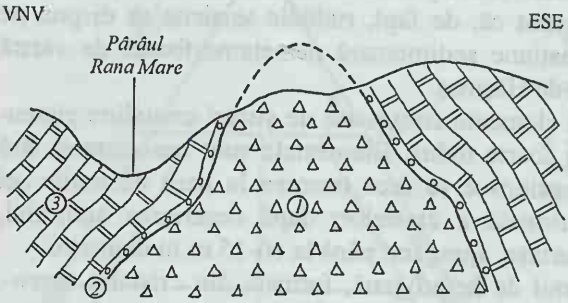


Fig. 3.8. Secţiune geologică pe flancul extern al sinclinalului Hăşmaş – bazinul Pârâului Rana Mare (după Mureşan, 1970): *1* – Brecia de Hăşmaş (Permian); Triasic *2* – conglomerate şi gresii; *3* – dolomite.

Seisianul. Cu o grosime de la 5 la 30 m, Seisianul se dispune peste soclul cristalin sau Brecia de Hăşmaş şi este dezvoltat în facies rudito-arenitic, respectiv gresii şi conglomerate albe, gălbui sau chiar roşietice. Toţi autorii au susţinut caracterul oligomictic al acestor rudite care au fost atribuite fie Permianului (Alth, 1858; Paul, 1876; Uhlig, 1903; Athanasiu, 1913; Simionescu, 1903; Krautner, 1929), fie Seisianului (Atanasiu, 1928; Băncilă, 1941).

Deşi pachetul rudito-arenitic respectiv aflorează relativ frecvent în regiunea Hăşmaşului, există şi numeroase profile pe care el lipseşte. După Săndulescu (1975), lipsa lui s-ar datora fie unei lacune intra-werfeniene, fie unei uşoare decolări a dolomitelor de pe substratul lor cristalin ca urmare a diferenţei de competenţă dintre soclu şi cuvertură. După cum vom vedea, recent, Mureşan (2008) absolutizează această idee din urmă, considerând întreaga cuvertură bucovinică, în pânză.

În conglomerate predomină clastele de cuarţuri albe, iar în gresii cuarţul monogranular este la paritate cu cel policristalin, alteori subordonat. Pe lîngă cuarţ, mai intervin muscovitul şi biotitul care apar cu contururi contorsionate, învelind pelicular granulele de cuarţ. În varietăţile gălbui roşietice de gresii, liantul este hematito-limonitic, provenit din alterarea biotitului, trecut, după cum se observă, mai întâi printr-un proces de cloritizare.

După Săndulescu (1975), gresiile seisiene corespund unor cuarţarenite, roci mature şi cu sortare avansată, acumulate, după el, în domeniul de şelf; autorul aduce ca argumente lipsa feldspaţilor şi omogenitatea lor mineralogică. Cel puţin pentru gresiile similare din Perşani, care se asociază şi cu argile siltice roşii, fapt observat şi în unele aflorimente din zona Hăşmaşului, Dragastan (1980) presupune că acumularea s-a făcut în mediu continental, supramareic, de climat cald şi semiarid.

În ce ne priveşte, considerăm că aceste roci nu par să fie cuarţarenite tipice. Abundenţa metacuarţitelor şi îmbogăţirea în material micaceu arată o maturitate redusă, o primă remaniere pe seama unor terenuri metamorfice. De altfel, separarea din aceste roci a silicei libere pe de o parte şi a silicaţilor pe de alta, arată valori destul de ridicate pentru cei din urmă, ceea ce face ca în diagrama silice liberă-

silicaţi-carbonaţi, aceste gresii să se îndepărteze mult de câmpul aferent cuarţarenitelor (fig. 3.9).

Campilian-Anisianul. Peste nivelul rudito-arenitic sau direct pe cristalin se dispune pachetul calcaro-dolomitic al cărui grosime variază de la câteva zeci de metri la peste 350 m. Studiul geochimic şi petrogenetic al calcaro-dolomitelor triasice a făcut obiectul unor lucrări mai vechi semnate de Savul et al. (1955), Savul şi Botez (1955), Savul şi Movileanu (1956), Savul şi Ababi (1956), Savul şi Ianovici (1959).

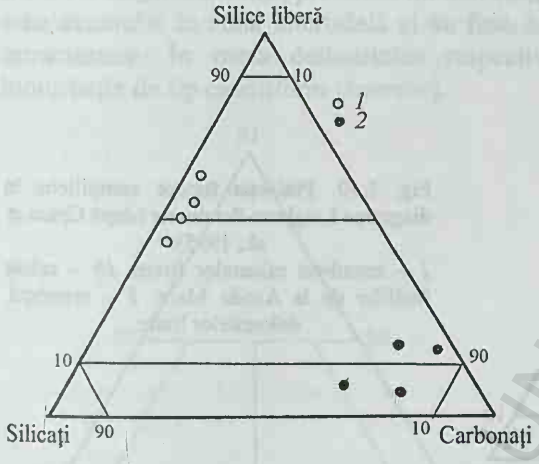


Fig. 3.9. Proiecţia gresiilor seisiene în diagrama silice liberă-silicaţi-carbonaţi (după Grasu et al., 1995): *1* – Sinclinalul Hăşmaş; *2* – Sinclinalul Rarău.

M e m b r u l c a l c a r e l o r l i t a t e. Nivelul calcaros bine stratificat şi fosilifer al Campilianului apare cel mai bine deschis la Ciofronca, Pârâul Calului şi la Azodul Mare, unde a fost descris prima oară de către Atanasiu (1928). Are cca 6 m grosime şi include roci cu aspect de calcare cenuşii, fine sau cenuşii-negricioase şi calcare cu aspect mai grezos, grosier, alături de gresii fine; toate aceste roci sunt dispuse în plachete de 1-2 cm sau în strate mai groase de 8-10 cm, având un aspect în general marnos, muscovitic; este cunoscut în literatură şi sub numele de nivelul de Azodu Mare. El include următoarele tipuri petrografice: sparite sau microsparite cuarţsiltito-sericitice cu bioclaste şi micrite. În primul tip, materialul alogen în proporţie de 10-15% este constituit din granoclaste cuarţoase, angulare de dimensiuni siltice la care se adaugă sericit, biotit, rar clorit, feldspaţi potasici şi destul de frecvent pirită autigenă. Bioclastele apar după calcită sparitică şi aparţin unor foraminifere bentonice din genurile *Frondicularia, Nodosaria, Aeolisaccus* etc. În varietăţile micritice materialul alogen apare sporadic şi este acelaşi: sericit, cuarţ siltic şi pirită limonitizată.

Spectrul chimic (Grasu et al., 1995) arată procentul ridicat în carbonaţi al acestor roci, cu valori între 64,25% şi 96,23%, în timp ce reziduul insolubil se ridică de la valori minime de 1,64% până la 34,33%. Aceste valori plasează majoritatea rocilor Campilianului bazal în câmpul calcarelor propriu-zise, dar şi în afara acestuia, denotând natura unora de calcare cuarţ-siltito-sericitice (fig. 3.10).

M e m b r u l d o l o m i t e l o r l i t a t e. Dacă nivelul calcarelor în

plachete apare în puţine profile, dolomitele litate, în schimb, reprezintă pachetul cel mai comun stivei campilian-anisiene. Cu o grosime în jur de 30 m, dolomitele acestuia se dispun în strate frecvent decimetrice şi au o culoare cenuşiu-gălbuie sau gălbuie cu pete violacee. Microfacial, ele corespund unor dolosparite sau dolomicrite cu foarte rare paiete de sericit, cuarţ puternic corodat şi mai frecvent bioclaste. Conţinutul lor în carbonat de magneziu, adăugat celui de calciu, este destul ridicat, cu valori între 32,99 şi 43,95%, în timp ce reziduul insolubil este destul de scăzut, între 1,44 şi 5,08%, ceea ce explică şi plasarea majorităţii acestor roci în câmpul dolomitelor (fig. 3.10).

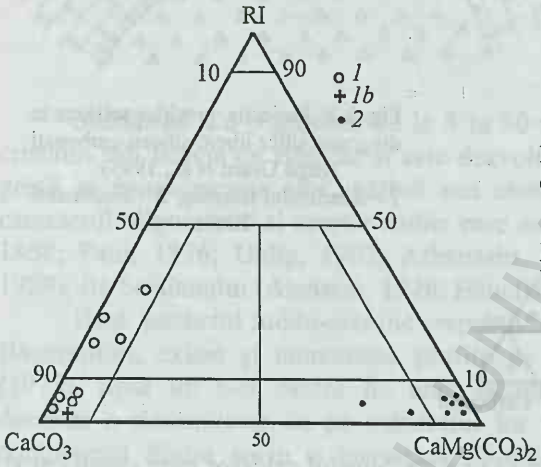


Fig. 3.10. Proiecţia rocilor campiliene în diagrama Leighton-Pendexter (după Grasu et al., 1995):
1 – membrul calcarelor litate; *1b* – calcar fosilifer de la Azodu Mare; *2* – membrul dolomitelor litate.

M e m b r u l d o l o m i t e l o r m a s i v e (Anisian). Cea mai mare răspândire areală din întreaga zonă cristalino-mezozoică o au dolomitele anisiene, care jalonează obişnuit cele două flancuri ale sinclinalului atât în Rarău, cât şi în Hăşmaş. Au o stratificaţie vagă, indistinctă, culoare alb-gălbuie, roşiatică sau cenuşie, sunt puternic fisurate şi au aspectul rugos dat de specificul lor de alterare. Microfacial, ele corespund cel mai frecvent unor dolomicrite.

Chimismul lor (Savul et al., 1955; Grasu et al., 1995) arată un conţinut în dolomit în procente de la 84,48% şi până la 95,76% şi un reziduu insolubil destul de scăzut, între 0,08 şi 3,59%. Cu un asemenea spectru chimic, aceste roci cad în majoritate în câmpul dolomitelor şi subordonat în cel al dolomitelor calcaroase (fig. 3.11).

Cele mai vii dispute asupra acestor roci s-au purtat pe seama originii lor petrogenetice. Savul şi Botez (1955), precum şi Savul şi Ianovici (1959) s-au raliat de la început părerii după care dolomitele triasice din Carpaţii Orientali sunt de origine diagenetică, mai precis, secundar-timpurie.

Geneza secundar-timpurie, respectiv penecontemporană, este reconfirmată de către Baltreş (1976) şi Dragastan (1980), autori care aduc în acest sens şi o serie de argumente structural-texturale şi de ordin microfacial-compoziţional. În esenţă, ele sunt sedimente calcaroase supratidale şi intertidale dolomitizate. Dolomitele

flancului extern corespund unor mâluri calcaroase cu adaos de material algal. Structurile sedimentare se caracterizează prin prezenţa laminitelor şi biolaminitelor, ca şi a secvenţelor brecioase (dolobrecii), ultimele specifice mediului supratidal; prezenţa crăpăturilor (*sheetcracks, suncracks*) pledează pentru acelaşi mediu de acumulare. Dolomitele de pe flancul intern al cuvetelor mezozoice, aşa cum arată cele din regiunea meridională a Hăşmaşului, corespund, după părerea lui Baltreş (1976), unor mâluri alochemice şi intraclastice, alternând în strate subţiri sau în amestec; sedimentul primar a mai inclus rare bivalve şi foraminifere; matricea originară a fost, probabil, un mâl calcaros micritic. Sedimentele respective s-au acumulat în zona intertidală şi au fost, în fapt, nişte micrite în parte peletal-intraclastice. În masa dolomitelor respective au fost observate structuri de bioturbaţie de tip canaliform (*burrow*).

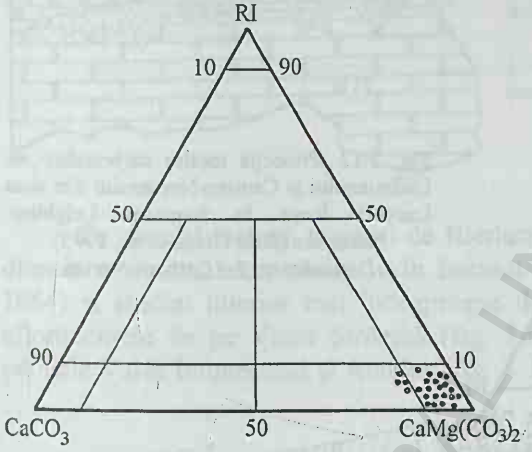


Fig. 3.11. Proiecţia dolomitelor masive anisiene în diagrama Leighton-Pendexter (după Grasu et al., 1995).

Cât priveşte procesul intim de petrogeneză, se pare, aşa cum am anticipat, că el are la bază dolomitizarea penecontemporană a unor mâluri carbonatice. Este vorba de procesele de infiltraţie la flux şi drenaj la reflux (*seepage refluction*), în cazul sedimentelor intertidale şi ascensiunea fluidelor prin evaporaţie (*evaporative pumping*) la cele supratidale, cu suprasaturarea în Mg şi substituţia prin dolomit a fazelor carbonatice instabile (aragonit, calcit magnezian).

Ladinianul. Dolomitele masive anisiene suportă pe alocuri şi mai ales pe flancul intern un pachet de calcare alb-gălbui sau cenuşii, diaclazate, nefosilifere, semnalate mai întâi de Băncilă (1941), apoi de Atanasiu (1958), Grasu (1971) şi Săndulescu (1975); pe flancul extern au fost consemnate de către Grasu (1972-1973). Au grosimi variabile, între 10 şi 60 m, ajungând în mod excepţional la 180 m grosime pe Pârâul Suhardului. După resturile de alge *dasycladaceae* menţionate în ele (Băncilă, 1941; Săndulescu, 1975) ar reveni Ladinianului.

Microfacial, sunt calcare de tip dismicritic, intrabiomicritic şi intrabiosparitic, iar bioclastele sunt constituite din resturi de alge şi radiolari calcitizaţi. Conţinuturile în carbonaţi ajung la valori foarte ridicate (98-99%), fiind cele mai

pure calcare din întreaga suită bucovinică; faptul se deduce şi din poziţia probelor în diagrama din figura 3.12.

Carnian-Norianul. În zona Lacului Roşu, ca şi la vest de Hăşmaşul Mare şi Fratele, calcarele ladiniene sunt urmate de un pachet dolomito-calcaros de grosimi variabile, între 20-100 m. În el, dolomitele alternează cu calcarele în sens vertical, dar cel mai adesea se observă şi treceri laterale de la unele la altele. Dolomitele sunt masive, de culoare roz, roşietice sau gălbui-albicioase, străbătute de diaclaze calcitice; adesea au aspect zaharoid. Microfacial, ele sunt dolomicrosparite şi dolosparite. Calcarele prezintă aspecte micritice, biomicritice şi biodismicritice, iar bioclastele sunt constituite din filamente, probabil secţiuni prin cochilii de halobii juvenile. Pe suprafeţele alterate, în zona Lacului Roşu se observă în ele entroce de crinoizi.

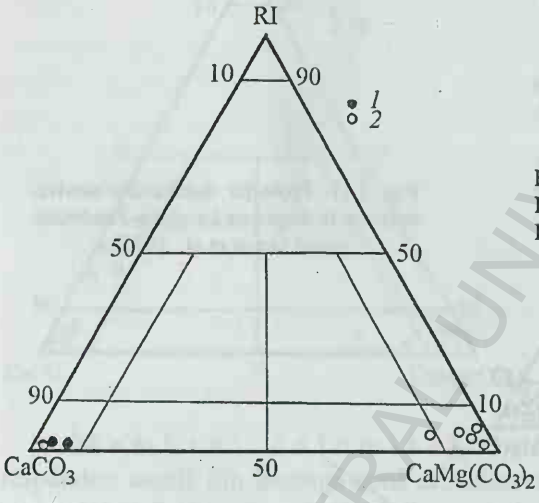


Fig. 3.12. Proiecţia rocilor carbonatice ale Ladinianului şi Carnian-Norianului din zona Lacului Roşu în diagrama Leighton-Pendexter (după Grasu et al., 1995): *1* – Ladinian; *2* – Carnian-Norian.

Analizele chimice ale tipurilor dolomitice din aceste roci (Grasu et al., 1995) indică ponderi ale carbonatului de magneziu de 39,75-45,04%, iar ale carbonatului de calciu de 51,80-58,30%, ceea ce face ca majoritatea rocilor carnian-noriene să cadă în câmpul dolomitelor (fig. 3.12).

3.2.2.3. Formaţiunile liasice

Liasicul se dezvoltă sporadic şi cu precădere în zona Lacu Roşu şi pe flancul extern al sinclinalului din bazinul superior al Trotuşului. Se dispune în discordanţă peste Triasic şi cuprinde Sinemurian-Carixianul în facies de Hierlatz, Domerianul şi, după unele argumente, chiar Toarcianul, prezent în baza a ceea ce se atribuie obişnuit suitei doggeriene.

Liasicul în facies de Hierlatz (***Sinemurian sup.-Carixian***). În sinclinalul Hăşmaşului, depozitele eojurasice în discuţie au fost menţionate iniţial de către Atanasiu (1928), care le-a şi figurat apoi pe harta geologică a Cheilor Bicazului (1958). Deşi au oferit o faună bogată, vârsta lor a oscilat de-a lungul timpului, fiind repartizate Hettangian-Sinemurianului (Patrulius, 1960; Preda şi Pelin, 1963;

Săndulescu, 1967, 1969; Preda, 1976), Sinemurian superior-Carixianului (Atanasiu şi Răileanu, 1950; Săndulescu, 1975) sau exclusiv Carixianului (Grasu şi Turculeţ, 1967).

În grosime de 1-3 m sau mai mult, depozitele respective aflorează în zona Lacului Roşu unde, geometric, au un caracter discordant evident, mulând un paleorelief grefat pe dolomitele şi calcarele triasice, subjacente (fig. 3.13). Sinuozitatea contactelor cu depozitele sub- şi suprajacente indică faptul că ele au colmatat o serie de excavaţii şi fisuri legate de carstificarea rocilor triasice şi au fost supuse, la rândul lor, unei eroziuni postcarixiene.

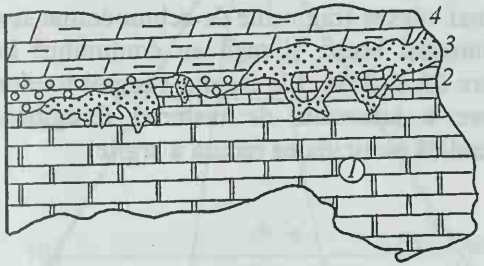


Fig. 3.13. Discordanţă cu relief îngropat la limita Triasic-Liasic în zona Lacu Roşu (după Grasu, 1970):
1 – Anisian (dolomite masive); *2* – Triasic mediu şi superior (dolomite şi calcare); *3* – Liasic de Hierlatz; *4* – Domerian.

Cu aceeaşi factură, faciesul de Hierlatz a fost identificat apoi în zona meridională a sinclinalului, respectiv în bazinul Trotuşului de către Patrulius (1962, 1964) şi studiat ulterior mai îndeaproape de către Grasu şi Turculeţ (1978) în aflorimentele de pe Valea Strâmbă (fig. 3.14), Rompaţa, ca şi în zona dintre pâraiele Valea Întunecoasă şi Antaluc (fig. 3. 17).

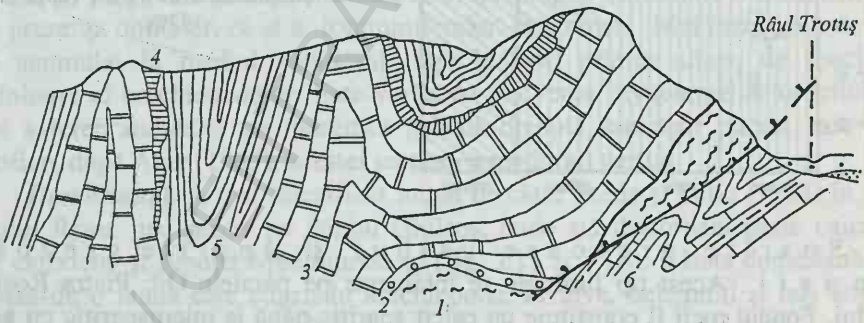


Fig. 3.14. Secţiune geologică la Gura Pârâului Valea Strâmbă:
1 – şisturi cristaline; *2* – conglomerate, gresii (Seisian); *3* – calcare şi dolomite (Campilian-Anisian); *4* – calcare negre ferolitice (Liasic în facies de Hierlatz); *5* – Formaţiunea siltitelor silicolitice; *6* – Formaţiunea de Sinaia.

Aspectul macroscopic corelat cu studiul chimic şi microfacial a demonstrat că, cel puţin în zona Lacului Roşu, Liasicul de Hierlatz este caracterizat de următoarele tipuri petrografice: dolomite calcaroase brune şi roşii, calcare gălbui şi calcare cenuşii cu caracter grezos.

D o l o m i t e c a l c a r o a s e b r u n - f e r o l i t i c e. Aflorează pe Pârâul Suhard şi Bâtca lui Cioflec. Culoarea brună se datorează cantităţilor ridicate

de Fe_2O_3 care ajung la 11%. Microfacial, pe un fond dolomito-calcitic impregnat cu material feruginos, se observă oolite hematito-limonitice, rare granule de cuarţ şi rare bioclaste de textulariide, piese crinoidale, testuri de echinide şi exemplare de *Spirillina liassica.*

D o l o m i t e c a l c a r o a s e r o ş i i. Varietăţile roşii prezintă cea mai mare răspândire pe pâraiele Ghilcoş, Suhard şi Oii şi-şi menţin caracterul de dolomite calcaroase şi culoarea roşie, conţinutul în Fe_2O_3 scăzând până la 8%. Caracterul bioclastic al rocii este bine evidenţiat de abundenţa microfaunei bentonice şi anume foraminifere, plăci de echinide, radiole şi piese crinoidale. Destul de frecvente sunt oolitele hematito-limonitice care învăluie nuclee constituite din cristale de calcit, cuarţ, dar cel mai adesea fragmente de echinoderme sau chiar foraminifere întregi. Cele două varietăţi brune şi roşii au conţinuturi în $CaCO_3$ între 48 şi 54% şi de $MgCO_3$ între 33 şi 34%. Ele ies din câmpul rocilor carbonatice tipice (fig. 3.16) ca urmare a adaosului de material feruginos. Cantităţile reduse de Al_2O_3 (0,46-2,85%) indică participarea redusă a argilei.

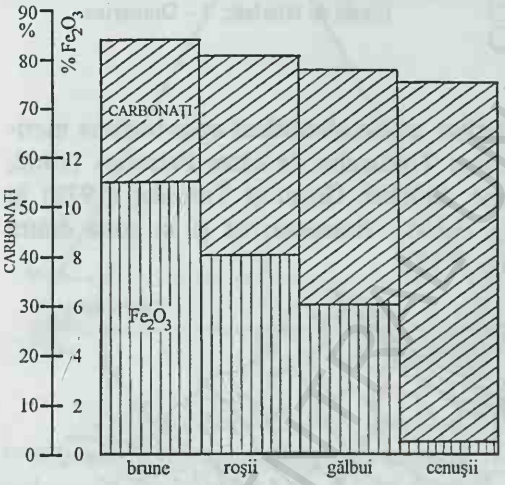


Fig. 3.15. Liasicul în facies de Hierlatz din zona Lacu Roşu – corelarea tipurilor petrografice cu conţinuturile de Fe_2O_3 (după Grasu, 1970).

S p a r i t e g r e z o a s e g ă l b u i şi s p a r i t e g r e z o a s e c e n u ş i i . Acest tip litologic se întâlneşte pe pâraiele Oii, Piatra Roşie şi Calului. Fondul rocii îl constituie un calcit sparitic până la microsparitic cu adaos epiclastic de până la 15-20% constituit din cuarţ, feldpaţi şi muscovit. Apartenenţa la acelaşi tip de liasic este trădată de caracterul fosilifer cu brachiopode şi belemniţi. Bioclastele sunt destul de frecvente, dar reprezentate numai de plăci de echinoderme. Cantitatea de Fe_2O_3 scade de la 5,74% la 1,35%, de unde şi culoarea galbenă până la cenuşie, la fel cea de $MgCO_3$ care ajunge la sub 2%. Carbonaţii de calciu se menţin cu valori ridicate (77-78%), plasând acest tip de roci în categoria calcarelor grezoase (fig. 3.15).

După Patrulius (1962, 1964), Liasicul în facies de Hierlatz din bazinul superior al Trotuşului este caracterizat de calcare slab magneziene sau grezoase, roşii, brune sau chiar negre. Conţinutul în carbonaţi al acestor roci se ridică la

valori de 64-92%, pentru $CaCO_3$ şi 1-17% pentru $MgCO_3$, în timp ce valorile pentru Fe_2O_3 ajung la 2-17% (Grasu şi Turculeţ, 1978); se pare că la culoarea lor neagră contribuie şi materia organică ce atinge procente de până la 6%. Varietăţile separate de Patrulius sunt: calcare roşii oolitice şi calcare roşii sau brun-verzui, oolito-crinoidale, limonito-leptocloritice. În fapt, ele sunt nişte oosparite, oomicrosparite şi biooosparite limonito-leptocloritice.

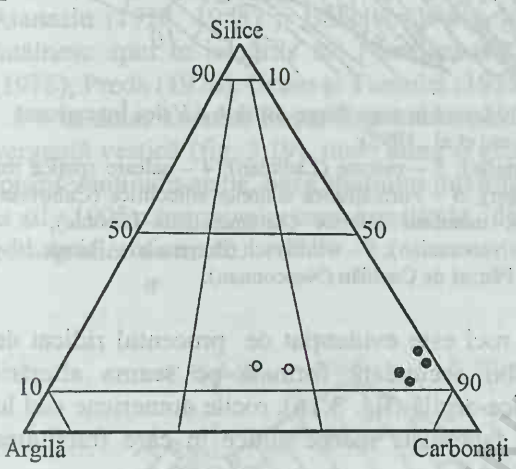


Fig. 3.16. Proiecţia rocilor carixiene şi domeriene din zona Lacu Roşu în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995): *1* – Carixian; *2* – Domerian.

În ce priveşte condiţiile de sedimentare ale acestor roci, Atanasiu şi Răileanu (1950) menţionează că asociaţia macrofaunistică indică un mediu neritic. În mod sigur acumularea lor s-a făcut într-un mediu neritico-litoral cu ape agitate, fapt dovedit, pe lângă alte indicii, şi de aspectul neomogen al rocilor. O demonstrează apoi prezenţa oolitelor, ca şi a foraminiferelor bentonice. Mai precis, aceste roci s-au acumulat în mediul sublitoral, fapt indicat, printre altele, de specificul morfologic al brachiopodelor. Este vorba de frecvenţa rhynchonelidelor trilobate, ca şi a terebratulidelor cu marginea paleală dreaptă sau uşor plicată care sunt specifice, după Ager (1965), acestei secţiuni a mediului neritic.

Domerianul. A fost identificat iniţial de către Preda şi Pelin (1968) în zona Lacului Roşu, mai precis pe Pârâul Ghilcoş, unde stă discordant peste calcarele roşii carixiene şi suportă Mediojurasicul (fig. 3.13 şi 3.18). Vârsta domeriană este probată de o faună care cuprinde brachiopode, bivalve, belemniţi şi rari amoniţi (Preda şi Pelin, 1968; Grasu, 1970).

Petrografic, Domerianul prezintă în bază microrudite în grosime de 2-3 m, constituite predominant din claste de calcare şi dolomite, urmate de roci care megascopic au aspect de gresii pelitoidale, muscovitice sau gresii ceva mai calcaroase, vinete-albăstrui. Microscopic, fondul rocii este constituit din calcit microsparitic asociat cu material argilos. Se mai adaugă cuarţ, preponderent siltic şi mai rar arenitic; procentul de cuarţ nu depăşeşte 15%, fiind cel mai adesea corodat. Mineralul alogen imediat următor este sericitul în paiete fine care poate ajunge până la 10%. Mai intervin glauconitul, cloritul şi feldspaţii plagioclazi şi potasici, ultimii cu argilizare avansată.

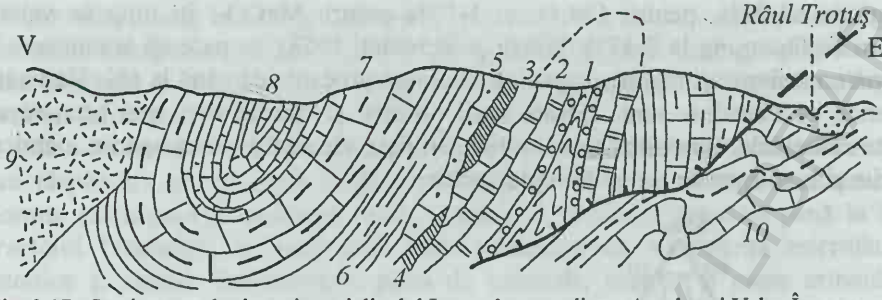


Fig. 3.17. Secţiune geologică prin anticlinalul Lunca în zona dintre Antaluc şi Valea Întunecoasă (după Grasu et al., 1995):
1 – Cristalin; *2* – conglomerate, dolomite (Triasic); *3* – calcare (Ladinian); *4* – calcare spatice roz (Carixian); *5* – calcare şi grezo-calcare (Dogger); *6* – Formaţiunea siltitelor silicolitice (Callovian-Oxfordian); *7* – Formaţiunea cu *Aptychus*, membrul inferior (Kimmeridgian-Tithonic); *8* – Formaţiunea cu *Aptychus*, membrul superior (Neocomian); *9* – wildflysch (Barremian-Albian); *10* – Formaţiunea de Sinaia a Pânzei de Ceahlău (Neocomian).

Caracterul pelitoidal al acestor roci este evidenţiat de procentul ridicat de alumină (7-9%), argila fiind probabil secundară formată pe seama alterării feldspaţilor. În diagrama carbonaţi-silice-argilă (fig. 3.16), rocile domeriene cad în câmpul marnelor silicioase, fiind de fapt nişte marne siltice în care fracţiunea respectivă este cuarţo-sericitică.

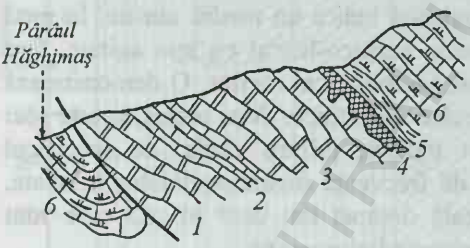


Fig. 3.18. Secţiune geologică în lungul Pârâului Ghilcoş:
1 – Anisian (dolomite şi dolosparite masive); *2* – Ladinian (sparite, micrite şi dismicrite); *3* – Carnian-Norian (micrite, biomicrite, dolosparite); *4* – Sinemurian-Carixian (Liasic în facies de Hierlatz); *5* – Domerian; *6* – Dogger.

Roci echivalente stratigrafic au mai fost observate şi în bazinul superior al Trotuşului, pe flancul extern al sinclinalului (Grasu şi Turculeţ, 1978). Ca şi în zona Lacu Roşu, ele stau aici discordant pe Carixianul în facies de Hierlatz şi suportă, de asemenea, discordant Formaţiunea cu *Aptychus*. Rocile aflorează în două puncte şi anume pe interfluviul dintre Rana Mare şi Valea Trotuşului şi pe versantul stâng al acesteia din urmă, în apropierea viaductului de cale ferată care duce pe Valea Strâmbă. În primul caz este vorba de calcare nisipoase, micacee, negricioase sau calcare spatice cu amoniţi mari, belemniţi şi bivalve din grupul pectinidelor, iar în cel de al doilea de calcare cenuşii-gălbui, spatice sau fine, destul de masive, de asemenea fosilifere, cu brachiopode, bivalve, belemniţi şi chiar gasteropode (Grasu şi Turculeţ, 1978).

Aspectul celor din urmă este al unor biopelsparite şi biooointrapelsparite cu bioclaste constituite din plăci de echinoderme, crinoizi, bivalve şi, mai rar, foraminifere din genurile *Nodosaria, Frondicularia* şi *Lenticulina*. Menţionăm că

restul Liasicului, respectiv Toarcianul, se consideră că este integrat în baza suitei atribuite în mod obişnuit Mediojurasicului.

3.2.2.4. Formaţiunile Jurasicului mediu

Doggerul a fost semnalat în Hăşmaş de către Herbich (1867, 1878), contribuţii ulterioare la cunoaşterea lui aducând Vadasz (1915), Jekelius (1921), Atanasiu (1928, 1958) şi Băncilă (1941). Referinţe asupra aceloraşi depozite se întâlnesc apoi în lucrările lui Patrulius (1957, 1960), Grasu (1971), Săndulescu (1975), Preda (1976), Grasu şi Turculeţ (1978).

În zona Lacului Roşu, depozitele mediojurasice sunt prinse în doi solzi cu vergenţă vestică (fig. 3.19), unde ating o grosime de aproximativ 180 m, în cadrul lor diferenţiindu-se pe baza studiului microfacial conexat cu datele chimice (Grasu et al. 1995) trei nivele care constituie, de fapt, trei membri cu particularităţi petrografice distincte.

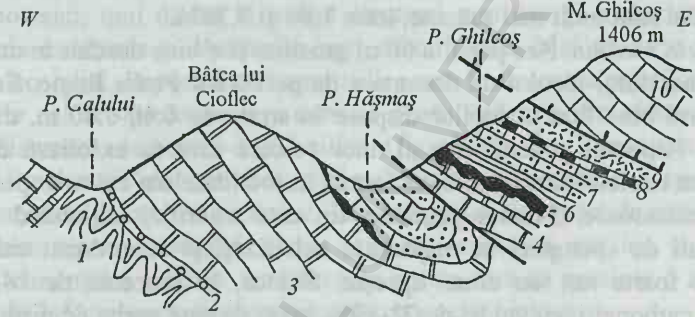


Fig. 3.19. Secţiune geologică între Pârâul Calului şi Pârâul Ghilcoş, evidenţiind structura în solzi cu vergenţă vestică a succesiunii bucovinice (după Grasu et al., 1995):
Autohtonul bucovinic: *1-4* – soclul cristalin şi sedimentarul triasic; *5* – Liasic de Hierlatz; *6* – Domerian; *7* – Dogger; *8* – jaspuri şi radiolarite; *9* – wildflysch; *10* – **Pânza de Hăşmaş.**

Membrul inferior. În grosime de 90 m, el include roci cu aspect macroscopic de calcare dispuse în strate decimetrice sau mai groase, de până la 0,80-1,00 m, fine, cenuşii-albăstrui, cu aureole externe gălbui-maronii. Ele trec treptat la roci cu desprindere în plachete, cu suprafeţe muscovitice, având aspect de marne nisipoase. Destul de rar se observă chaille-uri ca nuclee sau benzi, mai frecvente în bază, mai clare pe Pârâul Suhardului, imediat peste calcarele triasice.

Acest membru bazal include următoarele tipuri petrografice: micrite şi microsparite cuarţsiltitice, biomicrite cuarţsiltito-spongolitice şi marne spongolitice. În primul tip, în masa de calcit micritic şi microsparitic se observă cuarţ alogen siltic şi mai rar arenitic, adesea corodat, ce ajunge la procente de 10-15%, la care se mai adaugă sericit şi rari feldspaţi. Bioclastele sunt rare, mai ales spiculi de spongieri. Silicea în acest tip este preponderent detritică, cuarţoasă. În reziduul insolubil apar destul de frecvent zircon, turmalină, granat şi rutil. Uneori acest tip de calcare prezintă şi un caracter slab peletal.

Cel de al doilea tip petrografic constituie fondul principal al membrului inferior. În acest caz, pe fondul calcitic cripto- sau microgranular apar cu frecvenţă

destul de ridicată spiculi de spongieri, în cea mai mare parte calcitizaţi şi în subsidiar după calcedonie sau chiar cuarţitizaţi. Cuarţul este siltic, în procent de până la 10%, asociat cu sericit şi la paritate cu materialul spiculitic. În mod frecvent, în acest tip carbonaţii cu valori între 64,80 şi 77,84%, prevalează asupra silicei (18,62-30,61%) în mare parte singenetică, În unele cazuri, creşterea frecvenţei materialului spiculitic le conferă caracterul de spongolite calcaroase, silicea prevalând uşor (50,08%) asupra carbonaţilor (47,98%).

O probă din chaille-uri, prelevată de pe Pârâul Suhard, indică o ţesătură intimă de spiculi calcedonitici într-o masă calcitică microsparitică; după raportul carbonaţi:silice, respectiv 55%:37%, chaille-urile sunt nişte calcare spongolitice (fig. 3.20).

Se pare că în membrul inferior intervin şi roci marnoase. Într-o asemenea probă, calcitul micritic se asociază cu material argilos care ajunge până la 25% şi înglobează frecvent spiculi calcedonitici; în celelalte varietăţi petrografice descrise, valorile argilei sunt mult mai scăzute, între 1,94 şi 7,38%.

Membrul median. Are până la 50 m grosime şi e bine deschis în curba şoselei din dreptul barajului lacului de decantare de pe Pârâul Piatra Roşie. Se detaşează prin caracterul bine litat al rocilor dispuse în strate de 0,10-0,40 m, diaclazate şi foarte dure. Aspectul general este al unor calcare care se exfoliază după forme elipsoidale cu nucleu foarte dur. Este format în totalitate din calcare spongolitice şi spongolite calcaroase. Fondul primului tip este micritic, înglobând în procent ridicat spiculi de spongieri în majoritate calcitizaţi şi subordonat calcedonitici. Cuarţul este foarte rar sau chiar lipseşte. Silicea, în procente de 14-26%, este singenetică; carbonaţii, cu valori de 72-80%, arată că este vorba de nişte biomicrite spongolitice.

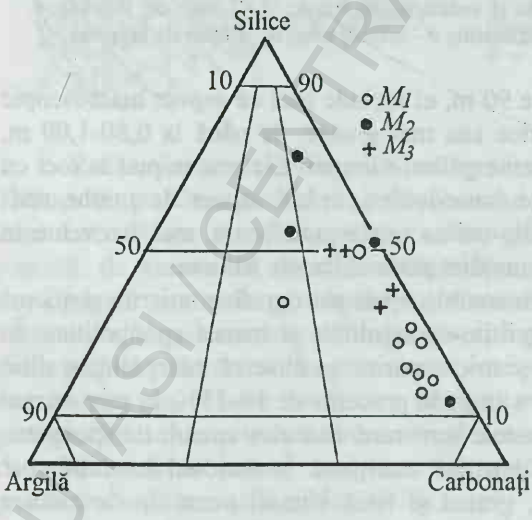


Fig. 3.20. Proiecţia rocilor din Doggerul bucovinic al zonei Lacu Roşu în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995): M_1 – membrul inferior; M_2 – membrul median; M_3 – membrul superior.

Biomicritele spongolitice alternează cu roci în care caracterul spongolitic se accentuează, fapt trădat atât de spectrul chimic, cât şi de aspectul microfacial. În ele creşte frecvenţa spiculilor, care în majoritate se păstrează după calcedonie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Chaille-urile corespund unor secvenţe în care se observă fâşii sau plaje cu aspect de biomicrite spongolitice ce alternează cu altele în care predomină silicea calcedonitică evoluată până la cuarţ microcristalin; silicea în acest tip de roci predomină (56-71%) asupra carbonaţilor (19-43%).

Membrul superior. Este bine deschis pe stânga Lacului Roşu, imediat în aval de confluenţa cu Licaşul şi în Staţiune, amonte de intrarea în Chei, pe dreapta şoselei, unde stă, evident, sub jaspuri. Este constituit din roci grosiere cu aspect de calcaro-gresii sau gresii cu resturi de plante carbonificate pe suprafeţele de stratificaţie; acestea se dispun în strate care variază între 0,30-0,80 m. Aspectul macroscopic este confirmat atât de studiul microfacial, cât şi de cel chimic, după care aceste roci sunt sparite grezoase şi litarenite calcaroase (Grasu et al., 1995).

În sparitele grezoase, masa calcitică predomină asupra materialului epiclastic de dimensiuni arenitice format din metacuarţite, şisturi cuarţito-sericitoase şi cloritoase, litoclaste micritice, cu o pondere de până la 15%; urmează ca frecvenţă feldspaţii potasici, unii dintre ei având structuri pertitice şi incluziuni de zoizit. Granoclastele cuarţoase şi cherturile sunt subordonate. Mai apar rar muscovit şi feldspaţi calcosodici. Raportul carbonaţi:silice este în favoarea primilor, de unde şi caracterul de calcare grezoase, aşa cum se poate vedea şi din câmpul ocupat de probe în diagrama carbonaţi-argilă-silice (fig. 3.20). În litarenitele calcaroase prevalează litoclastele metamorfice, urmate de cele carbonatice şi apoi de granoclastele cuarţoase; liantul este calcitic, larg cristalizat cu aspect de ciment bazal. În cazul ambelor tipuri petrografice din membrul superior are loc o dizolvare a fondului şi cimentului calcitic, care face ca aceste roci să prezinte o zonă externă de alterare de 3-5 cm, maronie-feruginoasă, cu aspect nisipos.

3.2.2.5. Formaţiunile malm-neocomiene

În autohtonul bucovinic, Jurasicul superior este dezvoltat în facies silicolitic şi pelagic calcaro-marnos. În cadrul său se disting cunoscutele jaspuri şi radiolarite din zona Lacului Roşu şi zona Tulgheşului, Formaţiunea siltitelor silicolitice, întâlnită numai în bazinul Trotuşului, ambele atribuite Callovian-Oxfordianului, urmate de Formaţiunea cu *Aptychus*, care acoperă intervalul Kimmeridgian-Neocomian.

Callovian-Oxfordianul. Jaspurile şi radiolaritele au fost semnalate pentru prima dată de către Hauer (1863) şi discutate petrografic şi stratigrafic ulterior de numeroşi autori (Herbich, 1878; Uhlig, 1903; Vadasz, 1915; Jekelius, 1921; Atanasiu, 1928; Băncilă, 1941; Preda şi Pelin, 1964; Săndulescu, 1969; Grasu, 1971).

Succesiunile cele mai complete ale jaspurilor se pot urmări, aşa cum am menţionat deja, în zona Lacului Roşu, una dintre ele fiind cea în amonte de intrarea în Chei, unde stau peste Mediojurasic şi suportă formaţiunea cretacică de wildflysch (fig. 3.21). În ele, Grasu et al. (1995) a separat, din punct de vedere petrografic, trei nivele corespunzătoare, de fapt, cu trei membri, respectiv inferior, median şi superior:

- un membru inferior de 5 m grosime, constituit din roci cu aspect de argilite

silicioase, solzoase, pătate, roşii şi verzi, muscovitice. La origine, acestea par să provină din roci dispuse în strate decimetrice, afectate de frecvente fisuri şi supuse unui proces avansat de dezagregare;

- un membru median de jaspuri, deschis pe cca 7 m, dispuse în strate de 5-10 cm sau chiar 20 cm, de culoare verzuie şi fin diaclazate;

- un membru superior, deschis incomplet, format din roci jaspo-radiolaritice roşii şi verzi cu aspect siltic, rubanate şi dispuse în strate subţiri, centimetrice.

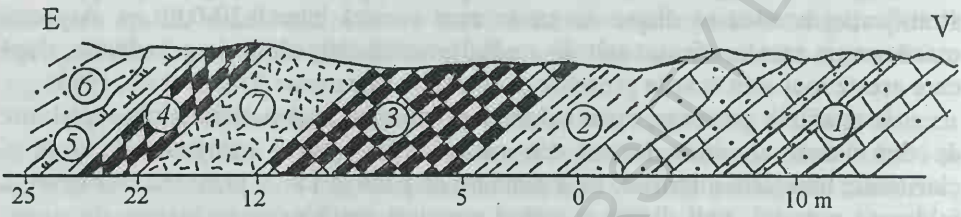


Fig. 3.21. Secţiune geologică prin Formaţiunea jaspo-radiolaritică din zona Lacului Roşu, amonte de intrarea în Chei:
1 – Mediojurasic; *2* – cuarţsiltite muscovito-silicolitice; *3* – jaspuri; *4-5* – gaize-radiolarite; *6* – wildflysch (Barremian-Albian); *7* – teren acoperit.

M e m b r u l i n f e r i o r. Microfacial, în rocile specifice părţii bazale a complexului jaspo-radiolaritic, se observă un fond silico-argilos în care apare diseminat sau dispus laminar: cuarţ detritic, sericit-muscovit şi litoclaste metamorfice. Cuarţul este angular, preponderant siltic şi ajunge la valori de 15-45%. Uneori, sericit-muscovitul depăşeşte procentual cuarţul. Silicea este criptocristalină sau după radiolari. Varietăţile verzui îşi datorează culoarea cloritului, care adesea umple cavităţile radiolarilor. Apare şi clorit alogen după biotit. Oxizii şi hidroxizii de Fe rezultă din alterarea cloritelor şi imprimă culoarea roşie pentru o parte din aceste roci.

Rocile în discuţie sunt nişte cuarţsiltite micacee cu caracter silicolitic. Valorile ridicate ale Al_2O_3, între 10 şi 12%, se datorează, probabil, materialului micaceu şi subordonat argilei, în timp ce silicea solubilă (19-23%), sub formă de opal şi calcedonie, subliniază, în subsidiar, caracterul silicolitic al rocilor respective (fig. 3.22).

M e m b r u l m e d i a n. În cadrul acestuia, jaspurile alternează cu radiolarite. În jaspuri, pe fondul de silice criptocristalină, apar mai rar sau sau mai frecvent radiolari conservaţi în calcedonie şi spiculi, în parte calcitizaţi. Fracţiunea detritică este accidentală şi formată din cuarţ şi muscovit. Caracterul de jaspuri este dat şi de conţinutul ridicat în silice, între 83 şi 90%, dar şi de valorile scăzute în Al_2O_3 (0,90-2,21%).

În radiolarite, structura organogenă primară este subliniată de abundenţa radiolarilor asociaţi cu spiculi, ultimii frecvent cuarţitizaţi. În cazul radiolaritelor, procesul de diageneză este mult redus comparativ cu jaspurile, fapt demonstrat de conţinuturile în silice solubilă, între 65 şi 72% în primul caz şi 21-61% în cel de al doilea (Grasu et al., 1995; fig. 3.22).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

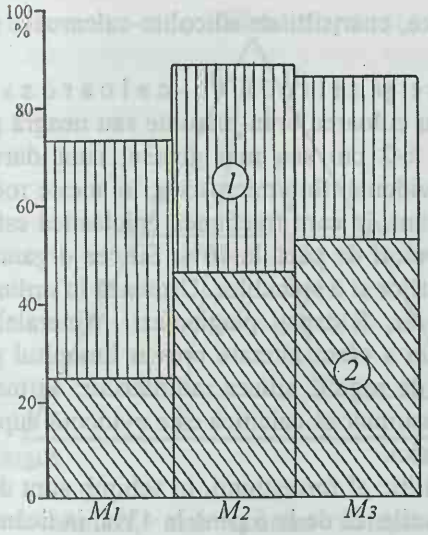


Fig. 3.22. Diagrama indicând gradul de diageneză a radiolaritelor callovian-oxfordiene din zona Lacu Roşu (după Grasu et al., 1995):
1 – silice totală (valori medii); *2* – silice solubilă; M_{1-3} – membrii inferior, mediu şi superior.

M e m b r u l s u p e r i o r. Apare constituit dintr-un pachet de roci cu trăsături oarecum schimbate faţă de ceilalţi termeni. Aspectul microfacial se apropie mult de al unor gaize, ca urmare a aportului ridicat de material terigen. În rocile cu patină de jaspuri rubanate, elementele alogene sunt constituite din cuarţ, litoclaste cuarţito-cloritoase şi cuarţito-sericitoase, la care se mai asociază biotit, muscovit, sporadic feldspaţi plagioclazi, clorit, pirită şi chiar epidot; dispoziţia laminară a materialului detritic conferă rocilor un aspect rubanat.

Culoarea verde a rocilor se datorează cloritului, iar cea roşie alterării acestuia şi a piritei. Menţinerea procentului ridicat de silice (78-89%) din acest tip petrografic se face pe seama cuarţului detritic, de unde şi caracterul de gaize, în timp ce silicea solubilă de origine organogenă ajunge la procente de 45-47%.

Formaţiunea siltitelor silicolitice. A fost sesizată pentru prima dată ca unitate litostratigrafică în extremitatea sudică a sinclinalului de către Băncilă (1941) ca un „orizont" de argile grezoase negre, plasat la partea superioară a Mediojurasicului. Aceleaşi depozite au fost separate ulterior sub numele de „Orizontul siltitelor, argilitelor şi gresiilor brune negricioase" (Patrulius et al., 1962), Strate de Lunca inferioare (Patrulius et al, 1969) sau Formaţiunea de Antaluc (Patrulius et al., 1976). Din punct de vedere stratigrafic, aşa cum vom vedea într-un alt capitol, formaţiunea în discuţie a fost „plimbată" din Dogger şi până în Berriasian.

Primele observaţii petrografice au fost făcute de către Băncilă (1941), iar ulterior de Patrulius et al. (1962, 1969). Observaţiile arată că, geometric, depozitele în discuţie stau peste Mediojurasic şi suportă membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* (fig. 3.17).

Trăsătura specifică a formaţiunii o constituie caracterul fin litat şi culoarea brun-negricioasă. Analiza microfacială conexată cu studiul chimic (Grasu et al., 1995) arată că în succesiunea acestei unităţi litostratigrafice, categoriile petrogra-

fice sunt: cuarţsiltitele, cuarţsiltitele silicolitice, cuarţsiltitele silicolito-calcaroase şi biosparitele spongolitice.

Cuarţsiltitele silicolitice şi silicolito-calcaroase sunt rocile de fond ale acestei formaţiuni. Au culoarea brun-maronie sau neagră şi se dispun în plachete milimetrice până la 1-2 cm sau mai groase; sunt dure, pronunţat micacee şi cu laminaţie paralelă evidentă. Sub microscop, în aceste roci se observă un fond silico-argilos cu rol de liant, în care fracţiunea epiclastică este constituită din cuarţ şi sericit-muscovit, cu valori de până la 40%. Silicea organochimică mai trădează încă morfologia radiolarilor şi a spiculilor. Urmează în ordine feldspaţii potasici puternic alteraţi şi, mai rar, feldspaţi plagioclazi. Mineralele autigene sunt cloritul, glauconitul şi pirita din a căror alterare provin limonitul şi hematitul. Glauconitul şi cloritul substituie, de regulă, silicea radiolarilor; se mai observă calcit, dolomit şi uneori siderit. Metasomatoza calcitică este evidentă după cuarţ, silice criptocristalină sau feldspaţi potasici.

Nu se verifică caracterul presupus argilitic al formaţiunii, în schimb sunt de relevat valorile silicei organochimice care oscilează de la 6 până la 43%, indicând variabilitatea caracterului silicolitic al acestor roci. Conţinutul destul de ridicat în Al_2O_3, între 6 şi 8%, se datorează, probabil, nu argilei, ci mai degrabă mineralelor micacee, respectiv sericit-muscovitului.

În jumătatea superioară a coloanei, siltitele negre includ intercalaţii de roci mai grosiere, foarte dure, în strate de 8-15 cm, de culoare cenuşie-albăstruie. Ele se dovedesc a fi fost la origine nişte spongolite care au suferit un proces avansat de metasomatoză calcitică. Spiculii de spongieri după calcedonie sunt uşor subordonaţi celor calcitici; foarte rar se mai evidenţiază resturi de echinoderme. Fracţiunea siltică este redusă cantitativ (3-7%) şi este reprezentată prin cuarţ şi muscovit. Asemenea roci sunt nişte biosparite spongolitice, carbonaţii prevalând asupra silicei, cea din urmă fiind în majoritate organochimică sub formă de opal şi calcedonie (24%). Cum silicea insolubilă atinge valori de până la 21%, iar cuarţul detritic, după cum am văzut, este destul de redus, reiese că avem de a face cu un avansat proces de cuarţitizare a silicei primare, organochimice (Grasu et al., 1995). Caracterul de cuarţsiltite silicolitice, dar şi de calcare spongolitice reiese şi din poziţia acestor roci în diagrama silice-carbonaţi-argilă (fig. 3.23).

Se poate conchide, deci, că trăsăturile petrografice ale acestei formaţiuni relevă unele similitudini cu complexul jaspo-radiolaritic; este vorba în primul rând de prezenţa silicei singenetice şi apoi de condiţiile mai mult sau mai puţin reducătoare, comune ambelor unităţi. Faptul vine, după părerea noastră, în sprijinul ideii, exprimate deja de Băncilă (1941), după care Formaţiunea siltitelor silicolitice ar putea reprezenta un facies heteropic al jaspurilor din restul sinclinalului.

Kimmeridgian-Tithonicul. Formaţiunea jaspo-radiolaritică din zona Tulgheşului, ca şi Formaţiunea siltitelor silicolitice din bazinul Trotuşului sunt urmate stratigrafic de Formaţiunea cu *Aptychus*. Acest complex sedimentar nu a fost tratat iniţial ca o unitate de sine stătătoare din punct de vedere stratigrafic, fiind repartizat de cele mai multe ori Eocretacicului şi plasat structural în baza flişului de Ceahlău.

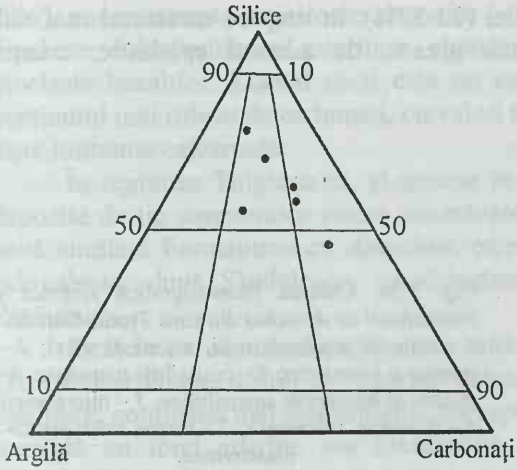


Fig. 3.23. Proiecţia probelor din Formaţiunea siltitelor silicolitice în diagrama carbonaţi-silice-argilă (după Grasu et al., 1995).

Astăzi, este unanim acceptată, şi-n acelaşi timp dovedită, ideea că Formaţiunea cu *Aptychus* reprezintă Neojurasicul şi Eocretacicul seriei bucovinice, echivalent stratigrafic parţial al suitei calcaroase specifice Pânzei de Hăşmaş. Formaţiunea a fost sesizată iniţial aici de către Herbich (1878) şi studiată ulterior sub raport stratigrafic, tectonic sau petrografic de numeroşi autori, printre care trebuie menţionaţi: Preda şi Atanasiu (1925), Băncilă (1941), Patrulius et al. (1962, 1969, 1976), Dinu (1971), Dinu şi Matei (1972), Dinu (1985), Turculeţ şi Grasu (1965, 1968,1969), Grasu (1971), Grasu şi Turculeţ (1973, 1978), Săndulescu (1967, 1969, 1972, 1975), Grasu et al. (1995). Formaţiunea în cauză este caracterizată, după Grasu şi Turculeţ (1973, 1978) şi Grasu et al. (1995) de un membru inferior de vârstă kimmeridgian-tithonică şi un altul superior care include Neocomianul.

M e m b r u l i n f e r i o r. În bazinele Trotuşului şi Dămucului, acesta ajunge la grosimi de 300-500 m. Studiul microfacial, corelat cu datele asupra conţinutului în carbonaţi, argilă şi adaos epiclastic, a dus la concluzia că membrul bazal al Formaţiunii cu *Aptychus* cuprinde următoarele categorii litologice: marne cuarţ-siltito-muscovitice, micrite şi biomicrite argilo-cuarţsiltitice, cuarţsiltite, micrite argiloase, micrite şi biomicrite şi litarenite calcaroase (fig. 3.25).

Marnele cuarţsiltito-muscovitice constituie fondul petrografic al acestei subformaţiuni. Sunt roci masive sau stratificate în plachete, de culoare cenuşie şi cu diaclazare evidentă. În general sunt fine, frecvenţa muscovit-sericitului, conferindu-le un caracter uşor satinat; apar şi varietăţi mai grosiere, nisipoase.

Sub microscop, în parte, în aceste roci se evidenţiază o masă izotropă, micrito-argiloasă în care materialul epiclastic de dimensiuni siltice, rar arenitice, este format din cuarţ angular, adesea corodat, urmat de metacuarţite, şisturi cuarţito-sericitice, sericit-muscovit, biotit frecvent cloritizat, clorite, feldspaţi şi pirită. În reziduul insolubil, materialul detritic este acelaşi observat şi microscopic, evidenţiindu-se, în plus, minerale grele, printre care: turmalină, zircon, granat, epidot şi apatit. Caracterul lor mai marnos sau mai calcaros este imprimat de

variaţia carbonaţilor (24-51%) şi argilei (22-37%), în timp ce caracterul mai slab sau mai pronunţat detritic, siltic sau grezos, de adaosul epiclastic, cuarţo-muscovitic (21-48%).

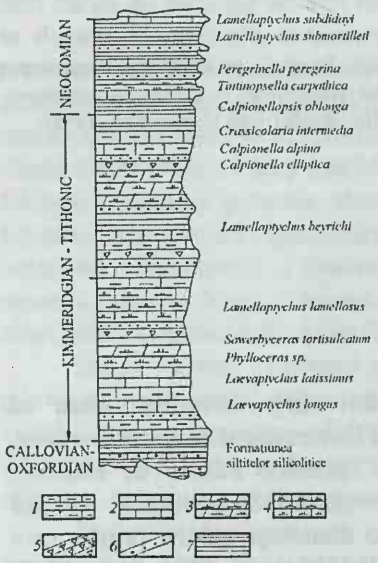


Fig. 3.24. Coloana litostratigrafică sintetică a Formaţiunii cu *Aptychus* din zona Trotuş-Dămuc: *1* – micrite argiloase roşii, vişinii şi verzi; *2* – micrite şi biomicrite; *3* – cuarţsiltite marnoase; *4* – micrite şi biomicrite cuarţsiltitice; *5* – microbrecii; *6* – litarenite calcaroase; *7* – marne cuarţ-siltito-muscovitice.

În succesiunea marnelor se observă destul de frecvent intercalaţii de calcare cenuşii sau albicioase în strate mai groase sau mai subţiri (6-10 cm), fine, cu aspect litografic sau ceva mai detritice. Microfacial, ele prezintă un fond micrito-argilos tipic, cu cuarţ siltic urmat de muscovit; cuarţul ajunge până la procente de 15-20% şi este adânc corodat. Bioclastele sunt constituite din radiolari, în întregime calcitizaţi şi tintinnide. Pe baza acestor trăsături rocile pot fi considerate micrite şi biomicrite argilo-cuarţsiltitice.

Rocile roşii-vişinii, masive, specifice membrului inferior, reprezintă varietăţi de tranziţie de la calcare la marne, respectiv micrite argiloase. Au un fond micrito-argilos în care materialul epiclastic, format din cuarţ siltic, cherturi, litoclaste dolomitice şi metacuarţite, nu depăşeşte 10%; rar, se observă şi pirită limonitizată. Carbonaţii (68-70%) şi argila (18-21%) confirmă caracterul lor de calcare argiloase.

În parte, din rocile cu aspect de calcare sublitografice, adaosul epiclastic şi argilos scade sub 10%, în timp ce carbonaţii urcă la valori de 90-94%. Microfacial, pe fondul micritic, apar cu frecvenţă mare radiolari calcitizaţi şi secţiuni prin tintinnide, care le conferă caracter de micrite şi biomicrite tipice. Bioclastele se asociază cu cuarţ siltic şi sericit dispuse în fâşii laminare şi, mai rar, sub formă de aglomerări. În reziduul insolubil se mai observă: clorit, adesea hematitizat, turmalină, rutil, zircon şi epidot.

La nivelul marnelor şi calcarelor argiloase cenuşii şi roşii-vişinii intervin şi strate de gresii dure, în bancuri de până la 0,40 m. În acestea, fracţiunea epiclastică de dimensiuni arenitice este formată din cuarţ (până la 50%), metacuarţite (cca

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

20%), şisturi cuarţito-sericitoase şi gnaise (<10%), feldspaţi şi cu totul subordonat litoclaste dolosparitice şi micritice, cherturi şi muscovit. Foarte rar se observă litoclaste bazaltice. Liantul rocii este un calcit sparitic cu rol de ciment bazal; conţinutul mai ridicat de carbonaţi, cu valori în jur de 30%, arată că aceste roci sunt nişte litarenite calcaroase.

În regiunea Tulgheşului, şi anume în Muntele Chicera, Jurasicul cuprinde depozite de tip *ammonitico rosso,* asemănătoare celor de la Ghilcoş, urmate de o suită similară Formaţiunii cu *Aptychus*, care suportă Conglomeratele de Chicera, echivalente, după Săndulescu, cu Conglomeratele de Muncelu din sinclinalul Rarăului.

Stratele cu *acanthicum* (tip *ammonitico rosso*) se dispun aici peste jaspuri (Turculeţ şi Grasu, 1969) şi cuprind calcare roşii şi cenuşii-verzui deosebit de fosilifere, conţinând mai ales amoniţi, laevaptychi şi rare brachiopode. Microfacial, prezintă un fond micritic sau biomicritic cu abundent cuarţ alogen siltic sau arenitic. Printre bioclaste sunt de menţionat: fragmente de aptychi, plăci de echinoderme, ostracode, amoniţi embrionari, foraminifere bentonice şi *Saccocomidae.* Ca şi la Ghilcoş, scăderea carbonaţilor până la 73-76%, arată caracterul lor de micrite şi biomicrite cuarţsiltitice sau chiar fin grezoase.

În jumătatea inferioară a suitei specifice Formaţiunii cu *Aptychus*, care urmează peste calcarelor cu *acanthicum,* rocile sunt bine stratificate şi corespund unor marne grezoase cuarţsiltitice, interstratificate cu litarenite calcaroase (carbonaţi=33-35%) şi chiar rudite, în timp ce în jumătatea superioară predomină micritele şi biomicritele argiloase cenuşii-verzui sau roşii-vişinii cu radiolari şi tintinnide (carbonaţi=78-80%). Varietatea de tipuri litologice din membrul inferior este indicată şi de dispersia probelor analizate chimic în diagrama argilă-carbonaţi-silice, unde se plasează din câmpul calcarelor propriu-zise, al calcarelor argiloase sau cuarţsiltitice şi până în cel al marnelor şi cuarţsiltitelor marnoase (fig. 3.25).

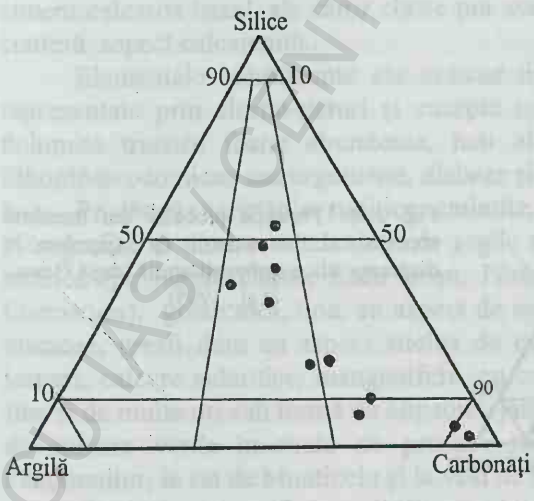


Fig. 3.25. Proiecţia termenilor petrografici din membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* în diagrama carbonaţi-silice-argilă.

Neocomianul. Aşa cum am menţionat deja, membrul superior al Formaţiunii cu *Aptychus* revine Neocomianului. Cu o grosime de 150-200 m, el

este distinct faţă de cel inferior şi relativ monoton din punct de vedere petrografic, extinzându-se areal din bazinul superior al Trotuşului şi până în cel al Dămucului.

Se particularizează printr-o stratificaţie evidentă, prezentând un fond de marne siltice, în plachete milimetrice, casante sau cu caracter mai masiv, verzui sau cenuşii-albicioase. Acestea includ cu frecvenţă destul de mare intercalaţii de calcare sublitografice în strate subţiri (6-10 cm) sau foarte subţiri (<1 cm); ele se detaşează net de fondul marnelor siltice prin culoarea mai deschisă, alburie, mai evidentă pe capetele de strat. Uneori, aceste calcare pot ajunge chiar şi la grosimi de 15-20 cm. Destul de frecvent intervin strate de gresii cu aspect grosier, cenuşii-albăstrui de grosimi subcentimetrice, dar şi mai groase (4-10 cm). Se poate observa uneori o granoclasare, acestea trecând spre bază la microrudite.

Cu toată monotonia aparentă a acestor depozite, studiul chimic şi microfacial a demonstrat că membrul superior al Formaţiunii cu *Aptychus* include următoarele tipuri litologice: marne cuarţsiltito-micacee, micrite argiloase, micrite argilo-cuarţsiltitice şi litarenite calcaroase (fig. 3.26).

Fondul petrografic al formaţiunii este constituit din marne cu caracter siltic; fracţiunea siltică predomină asupra celei arenitice şi este formată din cuarţ, urmat ca frecvenţă de sericit-muscovit, biotit, clorit şi rare minerale grele. Caracterul marnos al acestor roci de fond este subliniat de valorile carbonaţilor (32-51%) şi ale argilei (27-39%), în timp ce adaosul epiclastic (14-24%) le conferă caracterul cuarţsiltito-micaceu.

Calcarele cu aspect pelitomorf sunt, din punct de vedere microfacial, nişte micrite în care se observă o reţea densă de diaclaze submilimetrice, calcitice şi cuarţ siltic diseminat neuniform, asociat cu sericit. Conţinuturile mari în carbonaţi (60-89%), dar şi adaosul de argilă (10-28%) le încadrează în categoria micritelor argiloase, fapt indicat şi de locul acestor probe în diagrama argilă-carbonaţi-silice (fig. 3.26).

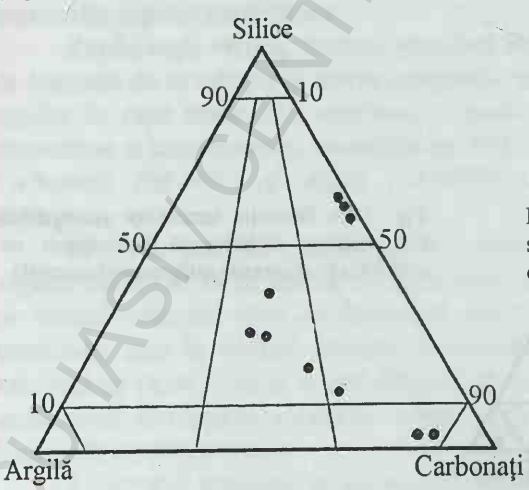


Fig. 3.26. Proiecţia probelor din membrul superior al Formaţiunii cu *Aptychus* în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995).

Litarenitele calcaroase alternează pe fondul marnos cu micritele argiloase şi argilo-cuarţsiltitice. Sunt cenuşii-albăstrui sau chiar cenuşii-negricioase, mai gro-

siere sau mai fine, muscovitice şi uneori cu o vagă laminaţie paralelă. Fracţiunea epiclastică de dimensiuni arenitice este formată în ordine din: cuarţ granular, metacuarţite, feldspaţi, şisturi epimetamorfice, muscovit, biotit, clorite, cherturi. Materialul este slab sortat şi legat într-un ciment calcaros spatic. Este destul de frecventă pirita, dispusă neuniform sau laminar; ea este răspunzătoare de culoarea negricioasă a gresiilor, ca şi de aspectul lor rubanat. Caracterul calcaros al acestor roci este dat de conţinutul ridicat în carbonaţi (39-43%), ceea ce le şi deplasează evident spre câmpul rocilor de tranziţie (fig. 3.26).

3.2.2.6. Formaţiunile cretacice

Barremian-Albianul. Toţi termenii bucovinici, de la soclul cristalin şi până la Formaţiunea cu *Aptychus*, suportă transgresiv F o r m a ţ i u n e a de wildflysch. De o variaţie litologică impresionantă şi extindere considerabilă, aceasta prezintă frecvente schimbări de facies atât de timp, cât şi în spaţiu, ceea ce face deosebit de dificilă orice încercare de ordonare litostratigrafică.

O oarecare ordine în aceste depozite a încercat să surprindă Săndulescu (1975), autor care a separat un wildflysch *tipic*, recunoscut în ceea ce se cheamă argilele cu blocuri şi un altul *paratipic* cu multe trăsături de fliş. Menţionăm că depozitele de wildflysch n-au făcut până în prezent obiectul vreunui studiu petrografic şi cu atât mai puţin sedimentologic, încât ne rezumăm, în cele ce urmează, la observaţiile făcute de autorul mai sus menţionat.

Argilele cu blocuri sunt caracterizate de o masă fundamentală argiloasă, adesea argilo-nisipoasă sau argilo-siltică, lipsită de stratificaţie, de culoare cenuşiu-verzuie. În masa fundamentală se intercalează, sub formă de lentile mai mult sau mai puţin extinse şi de grosimi variabile, următoarele tipuri de roci: conglomerate tilloide cu matrice siltică, lipsite de stratificaţie, conglomerate polimictice cu ciment bazal calcaros sau grezo-calcaros, brecii şi microbrecii polimictice cu ciment calcaros bazal, ale căror claste pot avea dimensiuni foarte mici, ceea ce le conferă aspect calcarenitic.

Elementele constituente ale acestor tipuri ruditice sunt: şisturi cristaline, reprezentate prin clorito-şisturi şi cuarţite negre, specifice grupului de Tulgheş, dolomite triasice foarte abundente, mai ales în varietăţile brecioase, calcare tithonic-neocomiene sau urgoniene, diabaze şi melafire, calcare sideritice şi jaspuri.

Pe lângă varietăţile ruditice amintite, se mai menţionează şi alte tipuri petrografice şi anume: intercalaţii de argile roşii, şistoase, în strate subţiri centimetrice (pe Pârâul Cupaş, Lacu Roşu, Pârâul Oii, la vest de Piatra Luciului şi Curmătura), gresii moi, fine, cu aspect de wacke, de culoare verzuie sau cenuşie, micacee, gresii dure cu aspect sticlos de cuarţarenite, asociate de multe ori cu jaspuri, calcare sideritice, manganifere, cu crustă de alteraţie ruginiu-negricioasă, fine şi de multe ori sub formă de elipsoizi, jaspuri de culoare neagră, cinerite bazice de culoare verde în strate de grosimi variabile (pe Pârâul Telec, la Piatra Pânţărenilor, la est de Munticelu şi la vest de Bâtca Neagră).

O trăsătură specifică a wildflysch-ului tipic este prezenţa în masa lui a aşa-numitelor klippe sedimentare. Este vorba de corpuri de roci alohtone, în special

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

calcaroase, cu caracter olistolitic având, după Săndulescu, volume de la 15-20 m^3 până la 10.000 m^3. Din această categorie sunt de amintit klippele de roci triasice, liasice sau chiar doggeriene, dar cele mai frecvente sunt calcarele tithonic-neocomiene şi urgoniene.

Un depozit foarte caracteristic al acestei formaţiuni îl constituie apoi megabreciile, descrise aici pentru prima dată de către Patrulius et al. (1969) şi cartate de către Săndulescu (1968, 1969). Este format din blocuri de calcare de dimensiuni mari, uneori de mai mulţi metri în diametru, de forme foarte variate, sudate între ele de alte fragmente mai mici din aceeaşi rocă. De cele mai multe ori, megabreciile sunt constituite exclusiv din blocuri de calcare jurasice şi cretacice, dar există cazuri când la alcătuirea lor iau parte şi blocuri de diabaze sau, mai rar, de roci necalcaroase; cele mai importante masive de megabrecii se citează în Muntele Stânjeni, Piatra Hotarului, Muntele Hăghieş, în bazinul Lapoşului, în Muntele Fagului, ca şi bazinul Pârâului Colţul Mare.

Este unanim admis că geneza wildflysch-ului a fost controlată de importante procese de alunecări submarine, fapt dedus din caracterul său haotic şi de prezenţa klippelor sedimentare smulse atât din suita autohtonului bucovinic, cât şi din masa Pânzei de Hăşmaş.

În cadrul wildflysch-ului paratipic, acelaşi autor separă acele secvenţe care prezintă caracter flişoid pronunţat, respectiv stratificaţie şi granoclasare, dovada unei sedimentări normale. Tipurile petrografice care se înscriu în cadrul wildflysch-ului paratipic sunt, după Săndulescu, următoarele: marne şi argile fine, adesea nisipoase, verzui sau măslinii, stratificate şi care se desprind în plăci subţiri de 2-4 cm, şisturi marno-grezoase sau nisipoase verzui, în plăci subţiri sau foioase, sfărâmicioase, gresii calcaroase cenuşii, granoclasate, curbicorticale la partea superioară a stratelor, cu mecanoglife şi bioglife pe talpă, gresii calcaroase grosiere, uneori diaclazate, gresii muscovitice cu fragmente cărbunoase, calcare sideritice în strate continue sau sub formă de elipsoizi de dimensiuni şi forme variate, brecii şi conglomerate calcaroase, polimictice, în strate subţiri de 2-10 cm, mai rar ajungând la 30-50 cm grosime, calcarenite granoclasate în strate de 2-25 cm.

După observaţiile autorului, cele două tipuri de wildflysch nu constituie unităţi litostratigrafice cu ordine constantă. În general, faciesul tipic se dezvoltă în partea inferioară, iar cel paratipic la partea superioară a formaţiunii de wildflysch. Există cazuri însă în care faciesul paratipic este dezvoltat în baza faciesului tipic (pe Pârâul Guşei şi Muntele Fagului).

Am analizat şi noi o secţiune prin aşa-numitul wildflysch paratipic ce aflorează pe Pârâul Vetei, afluent de dreapta al Bicăjelului ce drenează flancul vestic al „Crestei" Dămucului. În coloana ridicată pe Pârâul Vetei au fost separate, pe baza aspectului macroscopic (litologie şi structuri sedimentare interne), 9 faciesuri sedimentare notate cu litere de la A la I, în funcţie de granulometria acestora, care se utilizează ca element ce indică energia proceselor de transport şi sedimentare. Aşa cum se observă din figura 3.27, coloana este dominată de faciesuri fine (mudstone şi marne, respectiv faciesurile H şi I), cele grosiere, ce punctează evenimente episodice cu energie mai mare, fiind subordonate. Singurul eveniment

mai important care perturbă aspectul relativ monoton al coloanei litologice a fost cel care a dus la acumularea unor brecii grosiere (faciesul A) cu claste exclusiv calcaroase. În cele ce urmează, prezentăm pe scurt faciesurile sedimentare şi procesele care au dus la acumularea lor.

Faciesul A: *Brecii foarte grosiere cu claste de calcare.* Faciesul constă din brecii cu claste de diferite dimensiuni (cm la 0,5 m) de calcare albe, bej şi roz lipsite de matrice, nestructurate. Acumularea s-a făcut prin avalanşe de debris. Argumentele acestei interpretări sunt: angularitatea clastelor calcaroase, lipsa sortării şi lipsa matricei.

Faciesul B: *Microbrecii/microconglomerate şi gresii grosiere cu claste calcaroase.* Faciesul este constituit din unităţi centimetrice la decimetrice (0,2 m) de microbrecii/microconglomerate cu claste de calcare roz de până la 5-6 mm, excepţional 1-2 cm diametru (foto 3.3). Macroscopic, apar ca nişte calcare spatice la microconglomerate/microbrecii ce trec frecvent, ascendent, în gresii (faciesul C). Unităţile acestui facies sunt de tip compozit, constituite din strate centimetrice. Uneori, microconglomeratele pot conţine şi intraclaste pelitice, iar în cele mai multe situaţii se asociază cu detritus vegetal de dimensiuni variabile. Contactele bazale ale celor mai multe unităţi atribuite acestui facies sunt de tip tranşant, uneori caracterizate de lobi de tasare (*load casts*; foto 3.1, 3.2). Contactele superioare sunt de tip gradaţional, microconglomeratele trecând ascendent în gresii medii la fine, cenuşii negricioase cu laminaţie paralelă (tip P_1). Eşantioanele prelevate (P_2, P_7, P_{10} şi P_{17}) din unităţile atribuite acestui facies s-au dovedit a fi calcirudite (P_7, P_{10}, P_{17}) şi calcare grezoase (P_2).

C a l c i r u d i t e l e sunt constituite din litoclaste calcaroase (micrite, sparite, pelmicrite, oomicrite şi biomicrite) de dimensiuni variabile, bioclaste abundente, respectiv fragmente de bivalve şi spini de echinide, subordonat granoclaste fine de cuarţ, feldspaţi şi muscovit localizate în spaţiile intergranulare. Cimentul este de tip sparitic.

C a l c a r e l e g r e z o a s e constau preponderent din litoclaste micritice la care se adaugă granoclaste de cuarţ, litoclaste de şisturi cloritoase şi sericitoase şi subordonat bioclaste (mai ales fragmente de alge) şi jaspuri şi radiolarite, în acestea din urmă fiind vizibile contururi de radiolari. Cimentul este de tip sparicalcitic.

Separarea acestui facies a fost făcută macroscopic, astfel că diferenţele petrografice date în principal de raportul dintre litoclastele calcaroase (micrite, sparite, pelmicrite, biomicrite etc) şi litoclastele terigene nu s-au putut sesiza. Celelalte trăsături, respectiv grosimea unităţilor sau tipul suprafeţelor de delimitare superioare şi inferioare sunt similare. În orice caz, nu s-a încercat stabilirea caracterului intrabazinal sau extrabazinal al litoclastelor calcaroase, deşi suntem de părere că acestea sunt mai degrabă de tipul al doilea. În acest sens pledează şi prezenţa breciilor grosiere ale faciesului A constituite din claste calcaroase de dimensiuni mari.

Unităţile acestui facies au fost acumulate rapid, aspect dovedit de caracterul tranşant al contactelor bazale sau de structurile deformaţionale de tipul lobilor de tasare observate în anumite situaţii (foto 3.1, 3.2). Pentru un proces energic de acumulare pledează şi cimentul de tip sparitic ce sugerează că matricea iniţială a

depozitului granular a fost probabil îndepărtată. Procesul de acumulare trebuie să fi fost de tip tractiv, eroziv, dacă luăm în considerare prezenţa intraclastelor pelitice din unele unităţi ale acestui facies.

Faciesul C: *gresii cu stratificaţie oblică.* Acest facies este reprezentat de câteva strate de gresii cu grosimi centimetrice (maxim 7-8 cm), bază tranşantă şi top slab ondulat. Structura internă constă în laminaţie oblică tangenţială (foto 3.4). Grosimea mică, topul ondulat şi structura internă probează prezenţa ondulaţiilor de curent tridimensionale. Dezvoltarea acestora este rezultatul acţiunii curenţilor unidirecţionali în regim inferior de curgere în condiţiile unui aport episodic de material mai grosier pe fondul sedimentării dominat pelitice (fig. 3.27).

Faciesul D: *gresii în plăci.* Este caracterizat de gresii negricioase, diaclazate, cu microturboglife pe suprafeţele inferioare de delimitare (foto 3.5) sau ondulaţii cu lungimi de undă foarte mici pe suprafeţele superioare de delimitare (foto 3.6). Pe unele fisuri se poate observa pirită sedimentară. Stratele de gresii pot fi simple sau compozite, frecvent având în bază microbrecii de tipul celor descrise la faciesul B. În spărtură se observă uneori nuclee cenuşii-negricioase ce trec periferic în brun. Intern, stratele de gresii prezintă laminaţie plan-paralelă, planele de laminaţie sunt bogate în detritus vegetal şi frecvente paiete de muscovit care permit desprinderea în plachete milimetrice la centimetrice. Culoarea cenuşiu-negricioasă se poate datora pe de o parte detritusului vegetal, iar pe de alta piritei sedimentare fin diseminată în masa rocii. Prezenţa piritei pare să fie dovedită şi de culoarea brună dată de oxidarea Fe. Unele strate au în bază microlobi de tasare, iar pe topuri riduri (*wrinkle marks*). Microscopic, secţiunile subţiri realizate pe eşantioanele P_1, P_3, P_4 şi P_{11} s-au dovedit a fi litarenite.

L i t a r e n i t e l e sunt constituite preponderent din litoclaste de şisturi de metamorfism slab (filite sericitoase şi cloritoase), granoclaste de cuarţ, feldspaţi şi muscovit, dar şi litoclaste calcaroase (micrite şi pelmicrite) şi bioclaste (fragmente de bivalve şi alge, spini de echinide). Raportul dintre granoclastele de cuarţ şi litoclastele de metamorfite poate varia în favoarea primei categorii (P_1, P_{11}) sau a celei de a doua (P_4). În P_1 ponderea metamorfitelor este de 90%, iar granulele de cuarţ sunt frecvent împachetate în filite contorsionate. Cimentul este constituit din calcit sparitic, deşi în cazul P_3 este local micritic. Este de remarcat că litoclastele menţionate mai sus sunt similare clastelor recunoscute în wildflysch-ul tipic, deşi lipsesc diabazele şi melafirele.

Structura internă a stratelor acestui facies, respectiv laminaţia paralelă, este rezultatul acumulării pe paturi plane, sub acţiunea curenţilor tractivi unidirecţionali, probabil în regim superior de curgere, întrucât granulometric gresiile fac parte din categoria celor medii-fine. Această interpretare are un oarecare grad de incertitudine introdus de prezenţa în abundenţă a paietelor de muscovit şi detritusului vegetal pe planele de desprindere în măsură să inhibe dezvoltarea ondulaţiilor de curent şi implicit a laminaţiei oblice. Aşa cum reiese din figura 3.27, stratele cu laminaţie oblică sunt foarte rare în coloană.

Acumularea gresiilor în plăci s-a realizat episodic, aspect dovedit de dezvoltarea structurilor deformaţionale de tipul microlobilor de tasare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

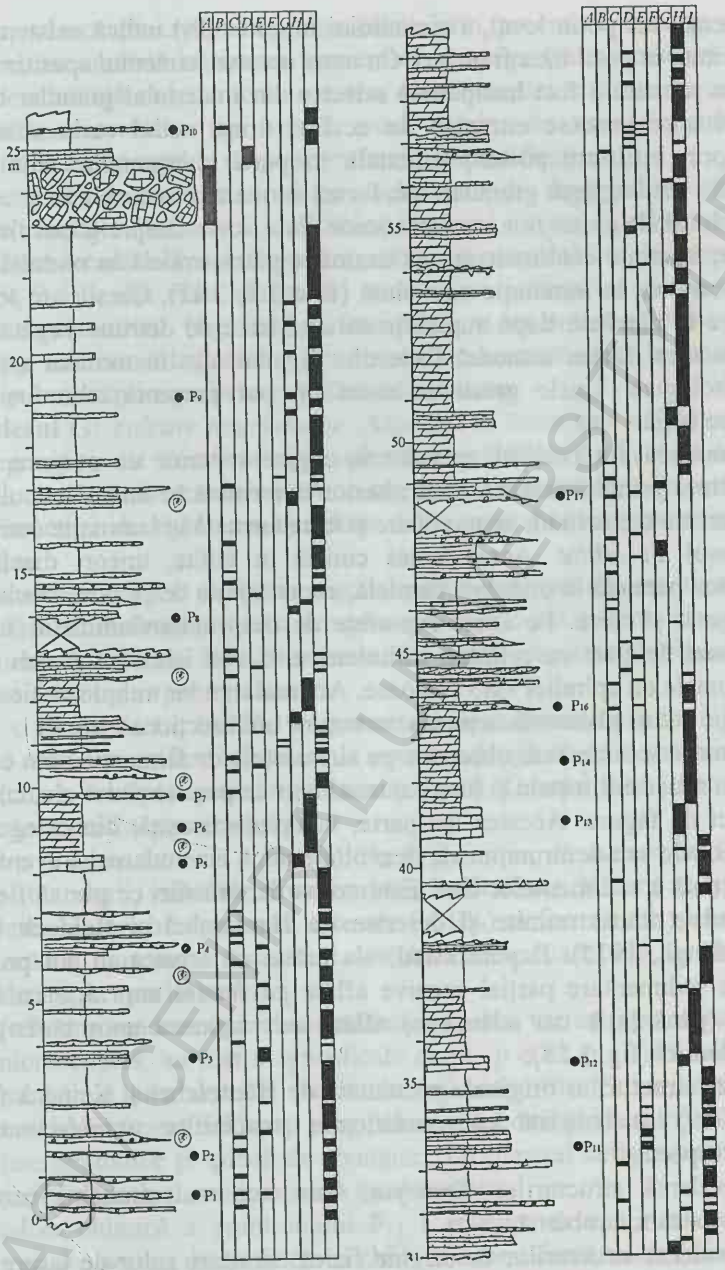


Fig. 3.27. Coloana litologică a wildflysch-ului paratipic de pe Pârâul Vetei: *A-K* – faciesuri sedimentare; P_{1-17} – eşantioane.

De regulă, gresiile acestui facies trec ascendent în gresii cu laminaţie ondulată paralelă sau sinusoidală (foto 3.7, 3.8). Laminaţia ondulată paralelă se dezvoltă în condiţiile unui aport mare de materiale din suspensie sub acţiunea curenţilor unidirecţionali încă activi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prezenţa, cel puţin local, a cimentului micritic (P_3) indică existenţa mâlului calcaros primar în porii intergranulari. Cu toate acestea, cimentul sparitic dovedeşte că matricea primară a fost îndepărtată selectiv din materialul granular ca efect al intervenţiei unor procese energice. În acelaşi timp, mâlul carbonatic poate fi acumulat prin infiltrare postdepoziţională în porii intergranulari din porţiunea superficială a unui agregat granular, sub formă de matrice secundară.

Faciesul E: *gresii fine curbicorticale*. Este vorba despre gresii fine, cenuşii negricioase, în strate centimetrice, cu laminaţie plan-paralelă la ondulată paralelă ce trece ascendent în laminaţie convolută (foto 3.8, 3.11). Gresia are tendinţa de desprin-dere în plachete după suprafeţe caracterizate de detritus vegetal şi mice. Întotdeauna acest facies urmează faciesului E, mai ales în treimea superioară a coloanei litologice. Unele gresii de acest tip pot prezenta ichnofosile de tip *hypichnia* pe talpă.

Acumularea s-a realizat episodic în regim superior de curgere pe paturi plane, structura primară internă fiind ulterior deformată în timpul expulzării fluidelor sub sarcina depozitelor acoperitoare şi transformată în laminaţie convolută.

Faciesul F: *siltite*. Acest facies constă în siltite, uneori diaclazate, cu laminaţie plan paralelă la ondulată paralelă, suprafeţe de desprindere îmbogăţite în detritus vegetal şi mice. Pe unele suprafeţe de desprindere/laminaţie se observă forme de fund delicate cu reliefuri milimetrice, dar şi ichnofaună sub formă de galerii orizontale cu epirelief slab sinuoase. Acumularea lor trebuie să fie rezultatul acumulării pe paturi plane sub acţiunea curenţilor unidirecţionali tractivi.

Structurile sedimentare observate pe suprafeţele de laminaţie sunt constituite din creste cu relief milimetric şi lungimi centimetrice paralele între ele, curbate sau având aspect de fagure. Acestea fac parte, în opinia noastră, din categoria celor postdepoziţionale sau deformaţionale dezvoltate după acumularea şi eventual compactarea parţială a sedimentelor fine. Este vorba de structuri ce par să fie de tipul *wrinkle marks* (riduri) numite şi descrise de Hantzschel şi Reineck (1968 în Reineck şi Singh, 1975). Experimental, s-a arătat că acestea se pot produce pe suprafeţe de sedimentare parţial coezive aflate pe fundul unor ape cu adâncimi foarte mici (până la 1 cm adâncime) aflate sub acţiunea unor curenţi de aer (vânturi) puternici (fig. 3.28).

Pe baza structurilor originale prezentate de Häntzschel şi Reineck (1968) şi Reineck (1969) se constată că semnificaţia structurilor *wrinkle marks* este divergentă, respectiv:

1) echivalentă structurilor *Kinneyia*, care cel mai probabil rezultă din activitatea microbiană;
2) echivalentă structurilor de origine fizică, similare celor de tasare definite de Allen (1985).

Cele două tipuri de structuri pot avea aspect similar în plan, dar diferă în secţiune (fig. 3.28).

Într-o revizuire recentă, Porada şi Bouougri (2007) recomandă restrângerea termenului de structură *wrinkle* la cele de origine microbiană (Kinneya şi alte tipuri cum ar fi *elephant skin*), iar pentru cele asemănătoare lor, numite general *crinkly*

decorations (decoraţii creponate), dezvoltate prin procese fizice pe substraturi sedimentare, recomandă utilizarea termenilor specifici (microstructuri de tasare, ondulaţii de aderenţă etc). Cu toate acestea, autorii acestei revizuiri recunosc faptul că structurile microbiene tip *wrinkle* sunt extrem de uşor de confundat cu neregularităţile de tip crinkly de pe suprafeţele de stratificaţie.

Structurile observate de noi pe suprafeţele de desprindere caracteristice gresiilor în plachete (faciesul C), siltitelor (faciesul F) sau calcarelor negricioase (faciesul G) se încadrează mai degrabă în categoria microlobilor de tasare (fig. 3.28 şi foto 3.9, 3.10), dat fiind caracterul acut al microformelor de pe suprafeţele superioare de delimitate (fig. 3.28 şi foto 3.10), şi microturboglifelor (foto 3.5), deşi există şi microondulaţii cu lungimi de undă subcentimetrice la centimetrice pe care nu le putem explica pe baza modelelor cunoscute.

Faciesul G: *calcare negricioase*. Aspectul în teren este cel al unor calcare cenuşii-negricioase cu stratificaţie plan-paralelă, străbătute de diaclaze de calcit. Pe suprafeţele de desprindere se observă un conţinut mai mare de muscovit şi detritus vegetal. Structuri de tipul *crinkly* (foto 3.10) apar frecvent pe suprafeţele de desprindere.

Microscopic au fost analizate secţiuni subţiri obţinute din eşantioanele P_5, P_8, P_9 şi P_{13}. Trăsătură caracteristică a acestora este caracterul micritic al cimentului în care elementele figurate sunt dispersate. Pe baza elementelor figurate au fost identificate două tipuri petrografice.

B i o m i c r i t e l e (P_8) caracterizate de marea abundenţă a bioclastelor constituite din foraminifere bentonice la care se adaugă 10-15% material de natură terigenă (cuarţ, feldspaţi potasici şi rar muscovit). Cuarţul este puternic corodat, marginile lui având aspect franjurat.

B i o p e l m i c r i t e l e (P_5, P_9, P_{13}) conţin, de asemenea, foraminifere bentonice (textularii, miliolide, frondicularii, lenticuline), la care se adaugă frecvente pelete. Materialul epiclastic este rar (<10%) şi format din şisturi de metamorfism scăzut, muscovit, micaşisturi destul de mari, cuarţ poli- şi monogranular şi rari feldspaţi, în special potasici.

Cu trăsături macroscopice asemănătoare apar şi varietăţi petrografice care, la analiza microscopică, au fost diagnosticate drept p e l s p a r i t e (P_{12}), în care peletele sunt cele care domină pe fondul microsparitic. Subordonat, mai apar material epiclastic (cuarţ, feldspaţi plagioclazi, muscovit şi cherturi) şi bioclaste de foraminifere bentonice şi spiculi de spongieri. Ca mineral autigen apare pirita care conferă, probabil, culoarea negricioasă a calcarelor.

Analiza chimică a eşantionului P_{12} a relevat un conţinut de peste 87% carbonaţi, care a permis diagnosticarea chimică a rocii drept calcar (tabel 3.4).

Tabelul 3.4. **Compoziţia chimică a unor probe din coloana litologică de pe Pârâul Vetei**

Probe	Carbonaţi	Fe_2O_3	Al_2O_3	Diagnostic
P12	87,04%	1,10	1,74%	Calcar slab sideritic
P14	52,04	2,47	6,32%	Marnă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

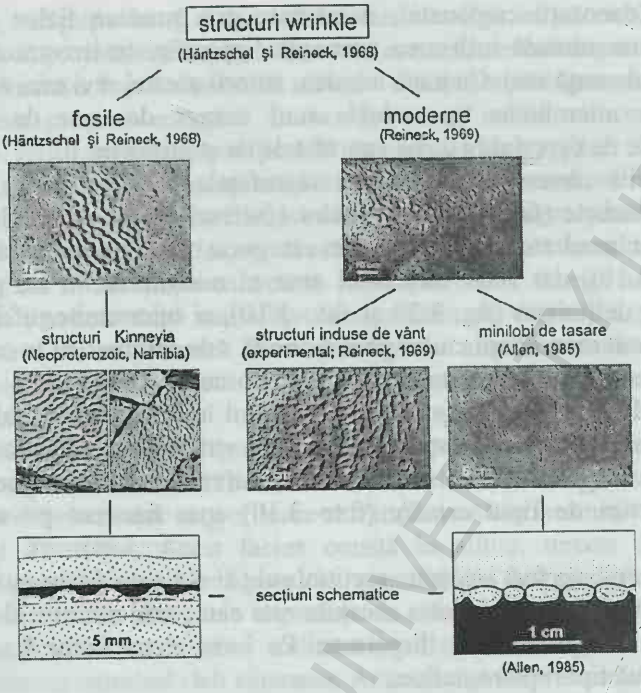


Fig. 3.28. Variabilitatea structurilor numite general wrinkle (după Porada şi Bouougri, 2007).

Tabelul 3.5. **Compoziţia unor probe din fondul petrografic al coloanei litologice de pe Pârâul Vetei (bazinul Bicăjelului)**

Probe	Argilă %	Silt %	Nisip %	Carbonaţi
P6	26,75	24,66	7,11	41,59
P14	23,52	18,94	5,5	52,04

Raportul elemente figurate/ciment este un criteriu foarte important în stabilirea proceselor de acumulare a calcarelor (Dunham, 1962). Analiza microscopică a pus în evidenţă prezenţa varietăţilor petrografice mud-supported. Laminaţia paralelă şi prezenţa microlobilor de tasare indică faptul că acumularea s-a produs în timp scurt, sub acţiunea unor curenţi energici. Abundenţa mare a foraminiferelor bentonice, cel puţin în eşantioanele analizate, indică o sursă intrabazinală a materialului grosier, iar prezenţa iniţială a matricei mâloase poate fi rezultatul acumulării şi infiltrării în porii intergranulari după diminuarea energiei curentului.

Faciesul H: *marne.* Este vorba de marne alb-verzui cu spărtură concoidă în care apar corpuri elipsoidale (foto 3.12) sau strate mai compacte, acestea din urmă cu tendinţă de desfacere în plachete subcentimetrice. După cum de observă din figura 3.27, marnele acestui facies domină partea superioară a coloanei litologice (Pb_{14}), deşi apar şi în partea ei inferioară (Pb_6). Diagnosticul petrografic a fost confirmat prin analiză chimică (tabel 3.5) conform căreia, conţinutul în carbonaţi al P_{14} este de cca 52%.

Foto 3.1. Structuri deformaţionale (*load casts-flame*) la contactul dintre faciesurile B (top) şi E (bază).

Foto 3.2. Structuri deformaţionale (*load casts-flame*) la contactul dintre faciesurile B (top) şi E (bază) – detaliu foto 3.1.

Foto 3.3. Microbrecii/microconglomerate şi gresii grosiere cu claste calcaroase (faciesul B) în baza gresiilor în plachete (faciesul D).

Foto 3.4. Gresii cu laminaţie oblică (Faciesul C)

Foto 3.5. Microturboglife pe talpa stratelor faciesului D.

Foto 3.6. Microondulaţii cu creste la lungimi de undă centimetrice şi înălţimi mm pe suprafeţele superioare de delimitare (faciesul D).

BCU

Foto 3.7. Gresii în plachete (faciesul D).

Foto 3.8. Gresii în plachete (faciesul D) și gresii curbicorticale (faciesul E).

Foto 3.9. Microlobi de tasare pe suprafețele inferioare de delimitare ale stratelor Faciesului G.

Foto 3.10. *Crinkly decorations* pe suprafețele superioare de delimitare ale faciesului G – microformele acute sunt structurile *flame* corespunzătoare microlobilor de tasare din foto 3.9.

Foto 3.11. Gresii medii la fine cu laminație plan-paralelă (faciesul E) și ondulată paralelă.

Foto 3.12. Marne (faciesul H) cu elipsoizi compacți și strate de calcare algiloase ce se separă în plachete.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

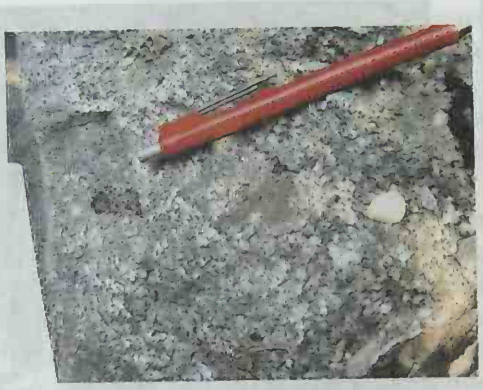


Foto 3.13. „Matricea" Conglomeratelor de Bârnadu în care domină clastele sferice de cuarţ foarte bine rotunjite.

Foto 3.14. Aspectul general al unităţilor debritice cu blocurile de calcare disperse.

Foto 3.15. Blocuri angulare de calcare bej (din populaţia oligomictică) în matrice ruditică polimictică.

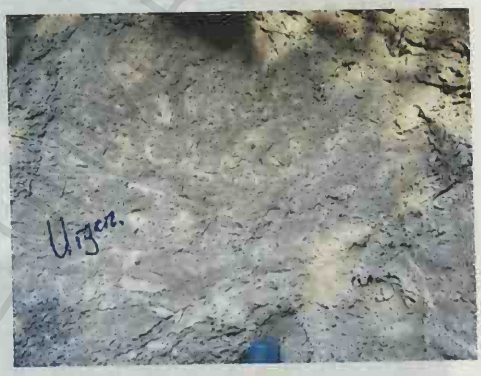


Foto 3.16. Bloc de calcare urgoniene cu pachiodonte.

Foto 3.17. Unităţi decimetrice cu baze erozive şi claste cu imbricaţie slabă.

Foto 3.18. Stratificaţie oblică la unghi mic (probabil partea a unei structuri TCS la scară mare) în unitate cu bază erozivă.

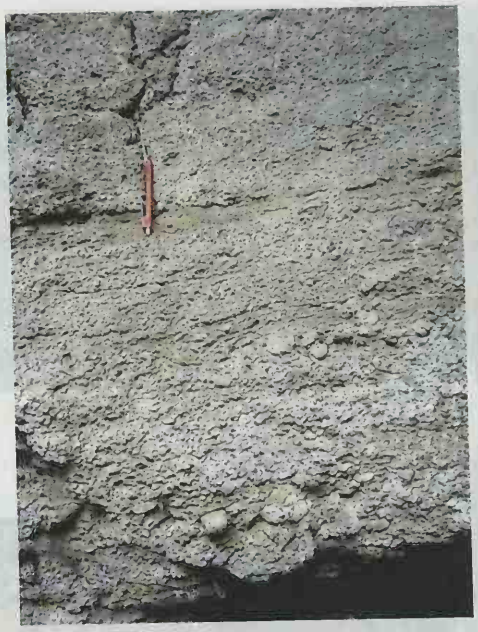


Foto 3.19. Unitate cu stratificaţie plan paralelă slab schiţată şi granoclasare normală a fracţiunii grosiere. Topul este constituit din gresii grosiere pelitice.

Foto 3.20. Unitate grezoasă cu claste rudiţice granoclasate, bază larg ondulată şi stratificaţie internă oblică la unghi mic.

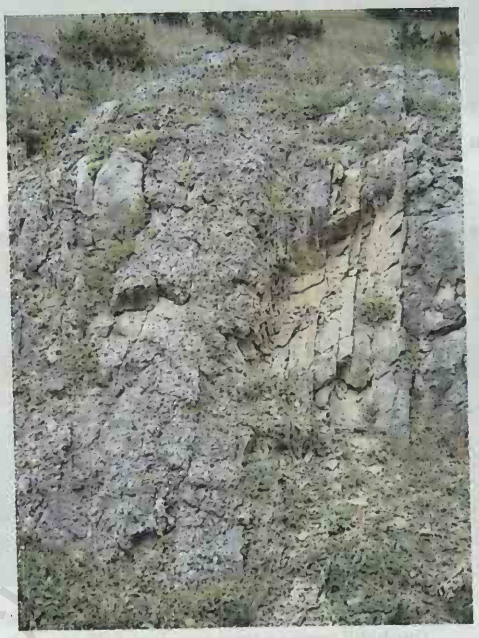


Foto 3.21. Gresii cu stratificaţie paralelă (cca 0,7 m) în topul unei decvenţe debritice din Conglomeratele de Bârnadu.

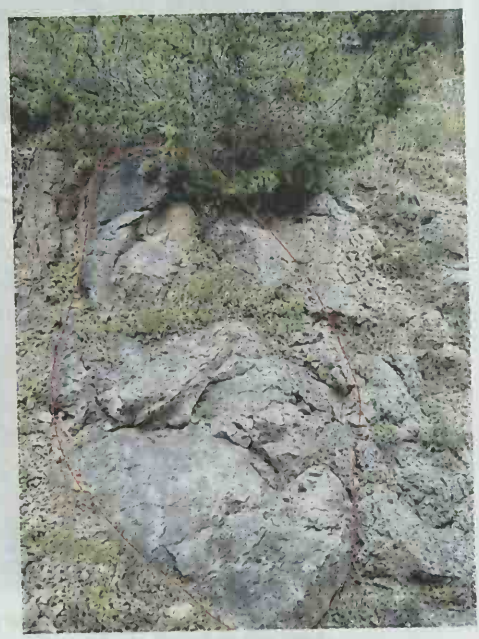


Foto 3.22. Bloc de calcar grezos doggerian (cca 3 m diametru) într-o secvenţă debritică din Conglomeratele de Bârnadu.

Analiza secţiunilor subţiri realizate din eşantioanele P_6 şi P_{14} a relevat caracterul mud-supported al rocii. Ponderea elementelor figurate, constituite din cuarţ de dimensiuni siltice şi subsiltice şi sericit, este mai mică de 5% pe fondul micritic argilos al rocii. În P_6 s-a observat, de asemenea, prezenţa piritei parţial limonitizate.

Acumularea marnelor s-a făcut în ape calme în care aportul materialului detritic a fost extrem de limitat.

Faciesul I: *pelite cenuşii*. Pelitele cenuşii la cenuşii-verzui domină jumătatea inferioară a coloanei litologice studiate. Structurile sedimentare constau în laminaţie fină paralelă, probabil rezultat al acumulării din suspensie. Uneori au fost observate urme fosile de tipul *Chondrites*. Lipsa unei analize chimice nu permite încadrarea petrografică mai clară a pelitelor acestui facies, dar asocierea cu calcarele faciesului G sugerează că un conţinut oarecare în carbonaţi ar putea exista.

Faciesurile sedimentare descrise mai sus sugerează că acumularea s-a produs într-un bazin liniştit cu adâncimi mici, cu aporturi episodice de materiale grosiere. Cele mai importante dovezi în acest sens ar fi:

- caracterul dominat pelitic şi marnos al depozitelor de fond;
- ponderea foarte mare a foraminiferelor bentonice şi peletelor în faciesul G;
- prezenţa detritusului vegetal asociat atât cu varietăţile siliciclastice, cât şi cu cele carbonatice; fie că detritusul vegetal are provenienţă continentală, fie bazinală abundenţa lui mare indică acumularea într-un bazin marginal;
- sedimentele grosiere indică două surse, una continentală exprimată prin calcirudite şi litarenite şi alta intrabazinală demonstrată de prezenţa biomicritelor şi biopelmicritelor; sursa continentală a debitat atât clastele/litoclastele calcaroase, ce indică o arie sursă localizată pe depozite calcaroase, cât şi pe cele de şisturi sau granoclastele cuarţoase, feldspatice, micele etc, acestea din urmă indicând şi un fundament metamorfic în aria sursă;
- aportul episodic de material grosier este demonstrat de structurile deformaţionale de tip *load casts-flame* care apar frecvent la contactele dintre faciesurile D şi H/I sau G şi H/I, dar şi pe interfeţele dintre plachetele faciesurilor D şi F; de asemenea, prezenţa ichnofaunei de tip hypichnia în baza unor strate asociate faciesurilor E şi F indică intervale în care rata sedimentării a fost suficient de mică pentru a permite instalarea comunităţilor bentonice pe paturile pelitice pe care s-au acumulat ulterior strate eveniment; natura detritic terigen este demonstrată de litoclastele şi granoclastele recunoscute în liarenite, dar şi în bio- şi biopelmicrite.

Toate aceste trăsături indică acumularea într-un domeniu de şelf cu aporturi intermitente de materiale grosiere, cel mai probabil în timpul furtunilor. Organizarea faciesurilor grosiere în asociaţii de tip B+C, D+E indică existenţa unor unităţi compozite de tipul stratelor de furtună sau tempestitelor.

Stratele de furtună cu grosimi centimetrice la decimetrice pot avea aspect de pânză sau lenticular şi sunt frecvent delimitate în bază de suprafeţe erozive tranşante. În mod frecvent, grosimea lor se diminuează proximal-distal, iar granulometric se poate observa o diminuare pe verticală de la calciruditele bazale la gresiile în plachete şi, eventual, ondulate. Intervenţia furtunilor pare să fie demonstrată şi de stratele faciesului C. Curenţi unidirecţionali de tip turbiditic induşi de

furtuni şi direcţionaţi spre larg pot pătrunde sub baza valurilor de furtună şi contribui la formarea ondulaţiilor asimetrice cu laminaţii oblice tangenţiale (Hamblin şi Walker, 1979 în Johnson şi Baldwin, 1996). Intercalaţiile siltitice, de asemenea, caracterizate de laminaţie plan-paralelă şi microstructuri de tasare pot fi interpretate ca strate de furtună distale. Cheia acestei interpretări este că, în general, acumularea pe şelfuri este lentă şi numai excepţional se creează condiţii de sedimentare a materialelor grosiere. Este de remarcat faptul că în jumătatea inferioară a coloanei, stratele de furtună sunt preponderent de natură terigenă, iar în partea superioară sunt constituite mai ales din materiale de natură intrabazinală (bioclaste), ceea ce indică o creştere a adâncimii apelor bazinale.

Caracterul angular al clastelor faciesului C exclude o sursă de natură fluvială şi pledează mai degrabă pentru una costieră de tip faleză. În acest sens am putea explica şi prezenţa breciilor grosiere ale faciesului A, acumulate sub formă de avalanşe de debris. Se ştie că şariajul pânzelor transilvane a început încă dinainte de Apţianul superior (probabil încă din Barremian). Săndulescu (1975) consideră că sursa klippelor a fost Pânza de Hăşmaş aflată în plin proces de şariaj. Mai mult, printre faciesurile wildflysch-ului, Patrulius et al. (1969) recunoaşte şi grohotişuri de tipul faciesului A pe care le numeşte megabrecii. Ca mecanism de sedimentare Săndulescu presupune alunecări submarine pe baza caracterului lor haotic. Autorii recunosc între klippe atât roci din suita autohtonului bucovinic, cât şi din Pânza de Hăşmaş.

Este de menţionat, de asemenea, că la limita Barremian-Apţian s-a înregistrat o coborâre a nivelui eustatic al mării (Haq et al., 1988). Nu avem cunoştinţă de studii speciale referitoare la comportamentul nivelului mării în timpul acumulării depozitelor Pânzei Bucovinice, dar există posibilitatea ca, la nivel local, aceasta să fi fost accentuată şi de alţi factori, dacă trebuie să explicăm juxtapunerea wildflysch-ului peste jaspurile abisale callovian-oxfordiene, pe de o parte, sau peste calcarele Formaţiunii cu *Aptychus*, pe de alta. Pe un asemenea fond a fost posibilă acumularea faciesurilor de şelf care caracterizează aşa-numitul wildflysch paratipic, cel puţin în secţiunea analizată de noi pe Pârâul Vetei.

Este de menţionat că atât aspectul macroscopic, cât şi trăsăturile microscopice ale depozitelor analizate în coloana ridicată pe Pârâul Vetei prezintă similitudini frapante cu ale celor pe care Patrulius et al. (1969) le-au descris drept fliş grezo-calcaros şi calcarenitic. Acest fliş a stat la baza definirii unei pânze de şariaj, Pânza Salamaşului, care, în opinia noastră, nu se justifică.

Vraconian-Cenomanianul. Ultimul termen care aparţine autohtonului îl reprezintă C o n g l o m e r a t e l e de B â r n a d u, depozite ruditice care au fost foarte multă vreme înglobate în Formaţiunea de wildflysch. Au fost separate pentru prima dată de către Săndulescu (1975) şi s-a dovedit că se dispun atât peste termenii autohtonului bucovinic, cât şi peste cei aparţinând Pânzei de Hăşmaş, având, în consecinţă, caracter postectonic.

Ele ocupă arii largi la nord de Valea Bicazului, în munţii Hăghieş, Ciurgău, Jidanului şi Criminiş. Spre sud, se mai întâlnesc la vest de Muntele Surduc, la Trei Fântâni, şi anume la izvoarele Bicăjelului, la Piatra Crăpată şi în Muntele Javardi.

Petrografic, în cadrul lor se separă conglomerate şi gresii. Conglomeratele sunt de tip polimictic cu ciment grezos, argilo-marnos sau calcaros şi foarte rar glauconitic. Nu avem încă asupra acestor rudiite nici un studiu sedimentologic, dar, din observaţiile lui Săndulescu (1975), elementele lor componente sunt constituite din: calcare cenuşii, albicioase sau roşii, de vârstă kimmeridgiană, tithonică, neocomiană şi urgoniană, dolomite triasice, calcare nisipoase doggeriene, diabaze şi melafire, şisturi cristaline mezo- şi epizonale.

În Muntele Ciurgău şi în zona Munticelu, Săndulescu (1975) semnalează prezenţa în conglomerate a unor blocuri mari de calcare tithonic-neocomiene şi urgoniene cu volume de la 200 şi până la 50 000 m^3, constituind klippe sedimentare echivalente celor din masa wildflysch-ului.

În afară de conglomeratele polimictice, apar, deşi mai puţin răspândite, şi conglomeratele oligomictice, formate mai ales din cuarţ şi în proporţie foarte redusă din şisturi cristaline. Acestea sunt adesea substituite de gresii cu acelaşi caracter oligomictic, ce par să fi avut o arie sursă mai îndepărtată decât cele polimictice, care a permis sortarea petrografică. După observaţiile lui Săndulescu, gresiile sunt mai frecvente spre sudul sinclinalului şi anume în bazinul Pârâului Javardi, unde ele invadează pe toată grosimea lor ruditele vraco-cenomaniene; intercalaţiile pelitice sunt rare în Conglomeratele de Bârnadu şi niciodată nu depăşesc câţiva metri grosime.

Observaţiile noastre, efectuate în aflorimentele de pe dreapta râului Bicaz, între Cheile Mici şi Cheile Mari, arată că în Conglomeratele de Bârnadu pot fi identificate două populaţii de claste:

a) una polimictică constituită din elemente subrotunjite la foarte bine rotunjite, de până la 4 cm diametru;

b) una oligomictică constituită din blocuri angulare de dimensiuni submetrice la metrice.

Populaţia polimictică de claste constituie, împreună cu fondul grezos, „matricea" conglomeratelor în care sunt dispersate blocurile angulare de dimensiuni mari. În cadrul ruditelor polimictice domină clastele subcentimetrice, rareori centimetrice, sferice şi foarte bine rotunjite de cuarţ (foto 3.13), la care se adaugă cuarţite negre. În ordinea frecvenţei urmează: clastele subrotunjite de calcare bej, apoi calcarele grezoase negricioase care amintesc de cele caracteristice Doggerului, jaspurile roşii şi verzi şi radiolaritele de până la 1,5 cm diametru, jaspurile negre manganoase şi, sporadic, dolomite şi serpentinite. Este de observat că, cel puţin macroscopic, nu pot fi identificate claste de şisturi.

Populaţia oligomictică este constituită exclusiv din blocuri angulare de calcare bej cu sau fără pachiodonte (foto 3.15), corali sau radiole de cidaride.

Conglomeratele sunt organizate în unităţi metrice cu baze tranşante care dau impresia unei stratificaţii. Ponderea matricei poate varia de la dominantă, caz în care blocurile de calcare sunt dispersate aleatoriu sau localizate în partea superioară a unităţilor (foto 3.14), la subordonată, caz în care apare numai în spaţiile interblocuri. În această ultimă situaţie, geometria unităţilor pare să fie lenticulară (cu extindere în afloriment ce ca 10 m), având bază tranşantă şi top convex.

În aflorimentele din aval, în vecinătatea Cheilor Mici, conglomeratele sunt mai bine organizate în unităţi submetrice, cu matrice mai abundentă, mai ales în porţiunile superioare. În cadrul acestor unităţi se observă şi o orientare a clastelor ruditice medii şi grosiere cu planele *ab* paralele cu suprafeţele depoziţionale. Blocurile de calcare au dimensiuni mai mici (15-30 cm), sunt mai puţin frecvente şi mai ales de natură coraligenă, grezoase de tip doggerian şi cu pachiodonte de tip urgonian (foto 3.16). Mai apar, deşi rar, blocuri mari (max. 35 cm) de jaspuri (tip Callovian-Oxfordian) şi serpentinite alterate cu diametre de 20-25 cm. Clastele de cuarţ au aceleaşi trăsături, respectiv sunt preponderent sferice şi foarte bine rotunjite, dar au dimensiuni ceva mai mari. Amonte de confluenţa Pârâului Şugău cu Bicazul, în baza unei unităţi groase de conglomerate au fost remarcate blocuri de calcare coraligene în amestec cu material cărbunos. În această zonă, unităţile au grosimi mai mici (60-70 cm la 10 cm), pot avea baze erozive (foto 3.17), iar uneori clastele pe care le conţin pot prezenta o slabă imbricaţie. Intern, structura acestor unităţi variază de la plan-paralelă slab schiţată (foto 3.19) la oblică la unghi mic, probabil parte a unei structuri oblic-concoide la scară mare (foto 3.17, 3.18). Unităţile cu grosimi metrice, caracterizate de stratificaţie grosieră paralelă prezintă o oarecare granoclasare, ceea ce face ca topurile lor să fie de natură grezo-pelitică (foto 3.19). Se constată în aceste unităţi o sortare mai bună a celor două populaţii descrise mai sus, clastele de dimensiuni „exotice" fiind mult mai rare. De asemenea, mai apar unităţi cu matrice dominantă, cu baze larg ondulate care, intern, cel puţin în contact cu suprafaţa bazală, prezintă stratificaţie oblică la unghi mic, iar clastele ruditice, de dimensiuni medii la fine, prezintă granoclasare (foto 3.20).

În aflorimentele deschise pe dreapta drumului ce urcă de la gura Şugăului spre satul Bârnadu, pot fi observate mai multe secvenţe de 3-4 m grosime care debutează cu conglomerate grosiere, în care sporadic apar blocuri exotice de până la 3 m diametru (foto 3.22), şi trec ascendent în gresii stratificate cu grosimi submetrice (foto 3.21). Conglomeratele sunt organizate în „strate" submetrice cu suprafeţe de delimitare tranşante, dar non-erozive în cele mai multe situaţii, planare sau larg ondulate. Topurile pot fi, de asemenea, planare la larg ondulate. Frecvent, suportă claste „exotice" fie dispersate, fie localizate spre topurile lor.

Trăsăturile unităţilor conglomeratice descrise mai sus permit recunoaşterea a cel puţin 6 faciesuri sedimentare:

1) ortobrecii foarte grosiere cu blocuri de calcare şi matrice de pietrişuri fine la medii, în unităţi cu geometrie lenticulară de maxim 2 m grosime şi extindere laterală de zeci de m (foto 3.14, 3.15);

2) parabrecii cu matrice ruditică fină la medie, caracterizată de claste rotunjite şi foarte rotunjite preponderent cuarţoase în care apar dispersate blocuri de calcare angulare (foto 3.13);

3) conglomerate cu geometrie tabulară care prezintă intern stratificaţie paralelă slab schiţată, granoclasare normală a clastelor ruditice mari şi creşterea ponderii matricei dinspre bază spre top; claste de dimensiuni „exotice" apar şi în acest facies (foto 3.19);

4) conglomerate în strate decimetrice cu baze erozive şi structură internă

oblică la unghi mic, eventual oblică concoidă la scară mare, în care se observă o slabă imbricaţie a clastelor (foto 3.17, 3.18);

5) gresii ruditice cu baze larg ondulate, de grosimi decimetrice, în care clastele ruditice sunt granoclasate; intern, prezintă laminaţie oblică la unghi mic (foto 3.20);

6) gresii submetrice cu stratificaţie plan-paralelă grosieră care pot suporta uneori claste de dimensiuni mari.

În aflorimentele studiate între Cheile Mari şi Cheile Mici, se remarcă şi o distribuţie spaţială a faciesurilor descrise mai sus. Astfel, aval de Cheile Mari domină faciesurile 1 şi 2, în timp ce amonte de gura Şugăului se constată o pondere mai mare a faciesurilor mai bine organizate 3, 4 şi 5. Secvenţe constituite din faciesuri de tip 3, 4 şi 6 au fost descrise pe drumul spre satul Bârnadu.

Trăsăturile caracteristice faciesurilor diferenţiate în Conglomeratele de Bârnadu sunt cele ale unor debrite rezultate atât din curgeri coezive, cât şi necoezive de debris. Acestea au fost detaliate de Nemec şi Steel (1984). Debritele coezive sunt relativ uşor de identificat deoarece, din cauza rezistenţei la forfecare, conţin claste exotice dispersate în matricea mai fină, care conţine, frecvent, o cantitate importantă de material silto-argilos. Aceste depozite prezintă sortare slabă, rareori cu granoclasarea fracţiunii celei mai grosiere. Faciesul 2 caracterizat mai sus prezintă toate trăsăturile diagnostic ale acestor depozite. Debritele necoezive sunt constituite preponderent din claste mari, matricea având mai degrabă rol de lubrifiere a lor, decât de susţinere. Faciesul 1 prezintă trăsături care îl încadrează în această categorie. Curgerile de debris sunt procese care caracterizează numeroase domenii depoziţionale, dar, ştiind că din această formaţiunea a fost descrisă o microfaună de foraminifere bentonice şi planctonice (Săndulescu, 1969), le putem exclude pe cele subaeriene.

Debritele acumulate subacvatic prezintă organizare internă mai bună, cu granoclasare mai clară (inversă, inversă la normală şi normală) şi top frecvent nisipos, care ar dovedi tendinţa curgerilor de debris de acest tip de a evolua în curenţi turbiditici cu densitate mare. Apa încorporată de curgerea de debris în mişcare, contribuie la pierderea rezistenţei acesteia şi eventual la transformarea în curgere turbulentă. Dovezi ale turbulenţei sunt: caracterul eroziv al suprafeţelor bazale, granoclasarea normală şi imbricaţia mai mult sau mai puţin dezvoltată a clastelor. Toate aceste trăsături definesc faciesurile 3, 4 şi 5. Sedimentarea în acest caz se va produce şi din suspensie şi, posibil, chiar prin tracţiune. Debritele subacvatice prezintă frecvent o creştere pe verticală a conţinutului de matrice care se observă în cazul faciesurilor 3 şi 5. Secvenţele de tip 3+4+6, ca şi dezvoltarea faciesurilor mai bine organizate în vecinătatea Cheilor Mici indică o creştere a gradului de turbulenţă al curgerilor, dat fiind faptul că în vecinătatea Cheilor Mari domină unităţile groase, nestructurate, cu claste nesortate, variind de la pietrişuri fine la blocuri metrice. O asemenea distribuţie a faciesurilor ar sugera un aport de materiale dinspre vest spre est, în termenii geografiei contemporane.

Cele două populaţii de rudite, respectiv polimictică şi oligomictică, indică două surse de sedimente: una de tip fluvial şi alta de tip grohotişuri. Prezenţa unei

reţele hidrografice implică existenţa unui relief emers dezvoltat pe un fundament cristalin, dacă luăm în considerare ponderea mare a cuarţului. Lipsa clastelor de şisturi sugerează un grad avansat de alterare şi procese de selecţie mineralogică. Aspectul ar putea fi lămurit prin analiza matricei grezo-pelitice a Conglomeratelor de Bârnadu. Blocurile de calcare angulare indică procese extrem de limitate de prelucrare în timpul transportului, cum sunt, de fapt, curgerile de debris. Sursa acestor blocuri este un depozit de grohotişuri, iar existenţa unui asemenea depozit implică un relief accidentat cu faleze sau abrupturi verticale la subverticale. Dacă aceste grohotişuri erau subaeriene sau subacvative nu putem preciza, dar, în orice caz, trebuie să fi fost debitate de roci caracteristice Pânzei transilvane a Hăşmaşului.

În concluzie, considerăm că procesele sedimentare care au contribuit la acumularea Conglomeratelor de Bârnadu sunt curgerile de debris coezive şi necoezive, sursa de sedimente fiind mixtă.

3.2.3. Pânza transilvană de Hăşmaş

Formaţiunile sedimentare alohtone din Compartimentul Moldav, ca şi cele din Compartimentul Perşani aparţin, după cum se ştie, mai multor serii transilvane, care ar constitui, după Săndulescu (1984), tot atâtea pânze, fiecare din ele având o suită stratigrafică specifică şi, eventual, ofiolite de vârste diferite.

În reconstituirea coloanelor litostratigrafice ale acestor pânze trebuie ţinut cont de faptul că acumularea s-a realizat pe o scoarţă oceanică în expansiune (*spreading*) din ce în ce mai tânără, din Triasic până în Cretacicul inferior, încât ele sunt heterocrone. În această idee, căutarea cu insistenţă a unor succesiuni complete pentru aceste pânze, corespunzătoare stratigrafic începutului riftării şi sfârşitului etapei de distensiune este un *nonsens*. Dacă la aceste fapte adăugăm dezmembrarea succesiunilor în timpul procesului de obducţie şi decolare gravitaţională pasivă, ca şi variaţiile de facies normale care au putut interveni pe direcţia „şanţului" transilvan, atunci ne dăm seama de dificultatea stabilirii coloanelor litostratigrafice a pânzelor transilvane definite.

Plecând de la derularea procesului de expansiune, corelat cu cel al sedimentării, Săndulescu (1984) presupune existenţa a trei pânze transilvane, de Hăşmaş, Perşani şi de Olt, prima fiind şi cea mai internă. Poziţia internă a Pânzei de Hăşmaş este dovedită nu numai de vârstele cele mai noi, kimmeridgian-urgoniene, ale depozitelor constituente, dar şi de antrenarea în timpul procesului de şariaj a formaţiunilor mai vechi, triasice, din aria externă a „şanţului" transilvan, sub formă de petice de rabotaj. Pânza de Hăşmaş este în acelaşi timp şi cel mai puţin dezmembrată şi mai bine conturată cartografic, situaţie impusă de constituirea ei din formaţiuni exclusiv carbonatice cu competenţă ridicată.

În sinclinalul Hăşmaşului, formaţiunile alohtone aparţinând seriei transilvane se întîlnesc sub formă de lambouri de acoperire sau klippe sedimentare cu caracter olistolitic prinse în masa depozitelor cretacice de wildflysch.

Triasicul. Este reconstituit în exclusivitate după blocurile calcaroase olistolitice identificate în masa wildflysch-ului; după faună, aceste blocuri au fost

repartizate Triasicului inferior, respectiv faciesului de Werfen, Triasicului mediu şi Triasicului superior (Herbich, 1878; Băncilă, 1941; Grasu, 1970, 1971); dintre rocile atribuite Triasicului nu deţinem date petrografice decât asupra Formaţiunii de Werfen (Grasu et al., 1995).

Calcare în plăci cu faună de tip Werfen s-au semnalat la Ciofronca, Poiana Albă, Curmătura, Piatra Luciului şi pe Pârâul Ghermanului. Petrografic, faciesul de Werfen al Triasicului transilvan cuprinde marne cuarţsiltito-sericitice şi varietăţi de calcare de la cenuşii-deschise şi cenuşii-verzui pelitomorfe, diaclazate până la calcare cu aspect mai grosier, rugoase şi muscovitice pe suprafeţele de stratificaţie. Acestea din urmă sunt, din punct de vedere microfacial, nişte micrite şi microsparite cuarţsiltitice. Aşadar, în Formaţiunea de Werfen, termenii petrografici sunt variaţi, de la calcare propriu-zise, la calcare cuarţsiltitice cu sericit şi până la marne (fig. 3.29).

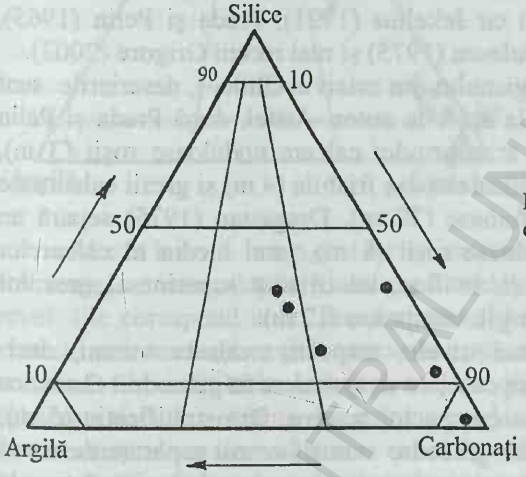


Fig. 3.29. Proiecţia probelor din Formaţiunea de Werfen în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995).

Liasicul în facies de Adneth. A fost descoperit de către Herbich (1878) şi studiat ulterior de Vadasz (1915). În ultimele decenii a fost regăsit de către Grasu (1970), care a dovedit şi poziţia lui olistolitică, în zona Curmătura, mai precis la obârşia Pârâului Sec. Petrografic, este vorba de argile roşii şi calcare în plăci, fosilifere. Microfacial, calcarele sunt nişte biomicrite cu rare extraclaste de cuarţ; acesta din urmă, în procente de sub 10%, este de dimensiuni siltice şi apare diseminat în general uniform sau sub formă de mici aglomerări. Chimic, conţinutul în carbonaţi al acestor calcare este în jur de 90%, ceea ce corespunde calcarelor propriu-zise şi calcarelor uşor cuarţsiltitice.

Doggerul. Problema Doggerului transilvan este, după cum vom vedea, o chestiune încă disputată. Una dintre ipoteze îi aparţine lui Săndulescu (1975), autor care bănuieşte că faunele doggeriene citate de Herbich (1878) şi Jekelius (1921) în zona Lacului Roşu, provenind din blocuri de calcare oolitice feruginoase, ar fi de tip olistolitic, situaţie în care aparţin seriei alohtone transilvane. Această ipoteză va fi dezbătută în capitolul următor.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Malmul. Depozitele cele mai caracteristice ale Pânzei de Hăşmaş sunt calcarele neojurasic-urgoniene, care se extind unitar şi cuprind lambourile de acoperire care încep din zona Cheilor Bicazului şi se termină spre sud de masivul Fratele. Din această stivă, Jurasicului superior îi revin Formaţiunea cu *acanthicum*, kimmeridgiană şi Calcarele de Stramberg tithonice; în suita transilvană alohtonă nu se cunoaşte până în prezent echivalentul stratigrafic al jaspurilor şi radiolaritelor callovian-oxfordiene.

Formaţiunea cu acanthicum (Kimmeridgian). În cadrul corpului principal al Pânzei transilvane de Hăşmaş, care constituie o succesiune mai puţin deranjată, primul termen stratigrafic îl constituie Formaţiunea cu *acanthicum* (Opp.). Succesiunea completă a acestei formaţiuni se află pe clina nord-vestică a Muntelui Ghilcoş şi la Ciofronca, la izvoarele Pârâului Oii.

Deşi aceste depozite au fost descoperite încă din 1866, ele au preocupat mai mult sub aspect paleontologic, începând cu Herbich (1866,1878) şi continuând cu Neumayr (1871, 1873), iar mai apoi cu Jekelius (1921), Preda şi Pelin (1965), Preda (1973), Dragastan (1975), Săndulescu (1975) şi mai recent Grigore (2002).

În privinţa litologiei Kimmeridgianului din masivul Ghilcoş, descrierile sunt oarecum contradictorii şi variază de la autor la autor. Astfel, după Preda şi Pelin (1965), Formaţiunea cu *acanthicum* ar cuprinde: calcare noduloase roşii (3 m), calcare dure, cenuşii, separate de gresii calcaroase friabile (4 m) şi gresii calcaroase cenuşii asociate cu marne şistoase, foioase (30 m). Dragastan (1975) separă un „orizont" inferior al calcarelor noduloase roşii (8 m), unul mediu al calcarelor verzui cu gresii pelitoidale (12 m) şi, în fine, un orizont superior al gresiilor pelitoidale cu intercalaţii de „şisturi" argilo-nisipoase (12 m).

Săndulescu (1975) citează cinci nivele, respectiv: calcare verzui, dure, noduloase (2 m), calcare roşii, fin nisipoase, cu desprindere în plăci de 1-2 cm, cu suprafeţe neregulate, calcare grezoase compacte, masive, fără stratificaţie (5 m), calcare noduloase roşii (12 m), calcare grezoase cenuşii-verzui separate de strate mai marnoase. În bază sunt compacte şi dure, iar spre partea superioară trec la gresii calcaroase cenuşii-verzui cu intercalaţii de marne cenuşii, nisipoase (20 m).

La o analiză mai atentă şi pe baza studiului microfacial şi chimico-mineralogic se poate observa că, de fapt, din punct de vedere petrografic, avem de a face doar cu două nivele, unul al calcarelor roşii noduloase şi altul al calcarelor cenuşii-verzui, dure, care trec la roci cu aspect grezos sau argilo-nisipos. În primii 16 m din acest de al doilea nivel, calcarele verzui se prezintă în strate de 20-40 cm şi se repetă mai frecvent (cca 18 bancuri), în timp ce pe ultimii 20 m ele devin din ce în ce mai rare, capătă o culoare cenuşie-gălbuie şi apar ca bancuri mai groase, de 0,50-0,80 m, sau ca nuclee lentiliforme cu duritate mai ridicată, învăluite în material friabil, pelitoidal (Grasu et al., 1995).

M e m b r u l i n f e r i o r al calcarelor roşii noduloase are în Ghilcoş 6 m grosime. Calcarele au aspectul tipic, rugos-nodular. Microfacial, ele corespund unor biomicrite şi biopelsparite în care bioclastele sunt formate din plăci de echinoderme, protoglobigerine, saccocomidae, foraminifere bentonice şi amoniţi embrionari.

Materialul epiclastic, în procente de 5-10%, este constituit din granoclaste de cuarţ şi lamele de sericit; în majoritate cuarţul este de dimensiuni siltice. Culoarea roşie a acestor calcare este dată de prezenţa pigmentului hematitic. Conţinutul în carbonaţi (88-93%) plasează aceste roci în câmpul calcarelor şi al calcarelor cuarţsiltitice (fig. 3.30).

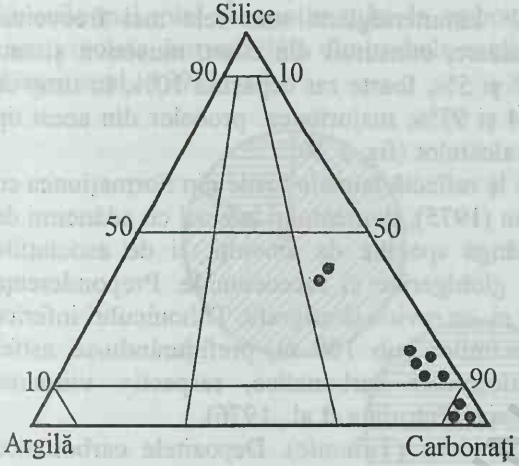


Fig. 3.30. Proiecţia probelor din Formaţiunea cu *acanthicum* în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995).

M e m b r u l s u p e r i o r al calcarelor cenuşii-verzui. Calcarele sunt mai frecvente, iar intercalaţiile friabile, pelitoidale, mai subţiti pe primii 16 m din acest nivel. Ele corespund unor biopelmicrite şi biopelsparite cuarţsiltitice, în care bioclastele sunt aceleaşi ca şi în calcarele roşii, iar materialul epiclastic (15-17%) este constituit din cuarţ siltic, sericit şi, mai rar, biotit cloritizat. Culoarea verde a calcarelor este dată de prezenţa cloritului secundar după biotit, dar şi autigen. Conţinutul în carbonaţi al acestor calcare se ridică la valori de 78-84%, ceea ce face ca rocile în cauză să iasă din câmpul calcarelor propriu-zise şi să se înscrie în cel al calcarelor grezoase, respectiv cuarţsiltitice (fig. 3.30).

Pe ultimii 20 m din membrul superior, calcarele cenuşii-verzui devin tot mai rare şi se asociază cu roci care au fost catalogate, din punct de vedere litologic, drept gresii pelitoidale, „şisturi" argilo-marnoase, marne nisipoase sau gresii calcaroase friabile. Analizele au arătat că roca friabilă care predomină spre partea superioară a coloanei este constituită, de fapt, dintr-o fracţiune arenitică, una siltică şi una lutitică (Grasu et al., 1995). Mineralogic, fracţiunea arenitică (40%) este formată din cuarţ, granule calcitice şi litoclaste micritice, apoi şisturi cuarţito-cloritoase, muscovit şi rari feldspaţi. Fracţiunea siltică (35%) cuprinde la rândul ei cuarţ, granule calcitice, micrite, sericit, biotit cloritizat, clorit. Conţinutul în carbonaţi în acest tip petrografic este sub 50%, în timp ce adaosul de argilă nu depăşeşte 20%. Aşadar, gresiile pelitoidale ale autorilor mai sus menţionaţi se plasează în diagrama silice-carbonaţi-argilă departe de câmpul calcarelor, apropiindu-se de cel al marnelor, fiind, de fapt, nişte marne silto-nisipoase.

Trăsăturile petrografice ale Formaţiunii cu *acanthicum*, aşa cum au fost ele

descrise mai sus, se întâlnesc numai la Ghilcoş şi Ciofronca. În restul sinclinalului Kimmeridgianul este reprezentat numai prin calcare verzui stratificate, precum şi calcare roşii-violacee. Aşa apare Kimmeridgianul la intrarea în Cheile Mari, ca şi mai la sud, în abruptul vestic al Hăşmaşului Mare, la obârşia Pârâului Fagul Oltului şi sub Piatra Singuratică. Microfacial, acest tip de calcare sunt biomicrite, biopelmicrite şi biopelsparite în care bioclastele sunt aceleaşi ca şi în calcarele verzui de la Ghilcoş în care saccocomidele kimmeridgiene sunt cele mai frecvente. Adaosul epiclastic în acest tip de calcare, constituit din cuarţ, muscovit şi rari feldspaţi, este destul de redus, între 2 şi 5%, foarte rar depăşind 10%, în timp ce carbonaţii se menţin la valori între 84 şi 97%; majoritatea probelor din acest tip petrografic se înscriu clar în câmpul calcarelor (fig. 3.30).

Condiţiile paleomediale pe care le reflectă faunele fosile din Formaţiunea cu *acanthicum* corespund, după Dragastan (1975), domeniului bazinal cu adâncimi de peste 200 m şi sunt indicate, pe lângă speciile de amoniţi, şi de asociaţiile planctonice epi- şi mezopelagice cu globigerine şi saccocomide. Preponderenţa faunei bentonice în partea terminală a ei, ce revine stratigrafic Tithonicului inferior (fig. 3.31), arată o reducere a adâncimilor sub 100 m, prefigurându-se astfel instalarea condiţiilor specifice platformelor carbonatice, respectiv viitoarea platformă carbonatică Central-Transilvană (Patrulius et al., 1976).

Formaţiunea calcarelor de Stramberg (Tithonic). Depozitele carbonatice atribuite Tithonicului corespund Calcarelor de Stramberg şi au fost semnalate aici iniţial de către Hauer şi Stache (1863). De-a lungul timpului, ele au făcut obiectul de studiu a numeroşi autori care le-au cercetat sub raport paleontologic şi stratigrafic (Herbich, 1878; Vadasz, 1915; Jekelius, 1921; Băncilă, 1941; Atanasiu, 1958; Preda şi Pelin, 1964; Grasu, 1964, 1970, 1971), microfacial (Dragastan, 1975; Săndulescu, 1975), dar şi chimico-mineralogic (Grasu et al, 1995).

Calcarele de Stramberg urmează în continuitate de sedimentare Formaţiunii cu *acanthicum* sau calcarelor roşii cu *Saccocoma* ale Kimmeridgianului. Sunt calcare cenuşii, albe, roşii sau gălbui-roz, masive şi de cele mai multe ori cu o stratificaţie vagă. Iniţial, întreaga masă de calcare din regiune era atribuită Tithonicului, care se considera că ar atinge grosimi de 500-600 m. Separarea pe criterii biostratigrafice a Neocomianului şi Urgonianului, a dus la concluzia că Tithonicului nu-i corespunde decât un nivel de calcare de cca 200 m, cu posibilitatea separării sale cartografice numai acolo unde apare faciesul pelagic al Neocomianului (Grasu, 1969, 1971).

În Calcarele de Stramberg au fost descrise aproape toate varietăţile petrografice, de la cele cu aspect calcilutitic şi calcarenitic până la calcirudite. Microfacial, au fost evidenţiate tipuri biomicritice, biopelsparitice, biopelmicritice sau biooopelsparitice (Dragastan, 1975) şi chiar intrasparite, intramicrite, intrabiosparite şi intrabiomicrite (Săndulescu, 1975).

Sub raport chimic, analiza unui număr de peste 50 de probe (Niţă şi Catană, 1988; Grasu et al., 1995) a indicat conţinuturi în carbonaţi deosebit de ridicate, valorile limită înscriindu-se între 90,81 şi 99,92%, care le încadrează în categoria calcarelor propriu-zise până la calcare aproape pure, făcând inutilă utilizarea dia-

gramei ternare. Analiza calcarelor pe direcţie a indicat diferenţe nesemnificative, conţinuturile limită în carbonaţi înscriindu-se între 97,47% şi 99,85%.

S-a urmărit, de asemenea, variaţia conţinutului în carbonaţi pe tipuri microfaciale, ca şi în funcţie de culoarea calcarelor. Valorile cele mai scăzute le prezintă calcarele roşii (90,81-93,94%) şi tipurile sparitice (90,81-98,99%), iar cele mai ridicate cele cenuşii şi albe (94,55-99,92%) şi tipurile micritice (97,27-99,92%). Valorile mai mici ale conţinutului în carbonaţi, până la 90%, reprezintă, se pare, cazuri izolate, întrucât 94% din probele analizate au avut conţinuturi de peste 95% (Grasu et al., 1995).

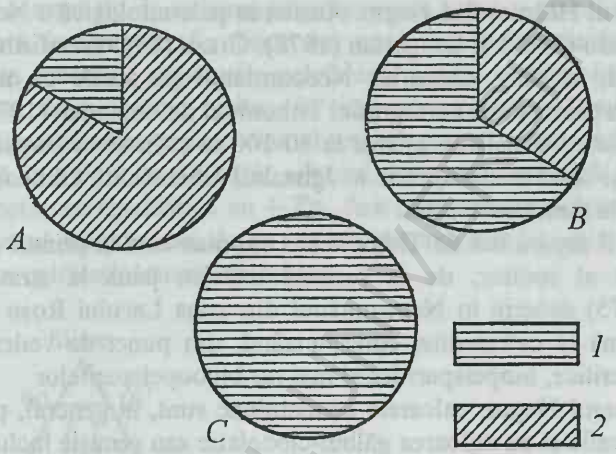


Fig. 3.31. Evoluţia condiţiilor de sedimentare reflectată de schimbările faunistice de la Formaţiunea cu *acanthicum* la Calcarele de Stramberg (după Bărbulescu şi Dragastan, 1972):
A – Kimmeridgian; *B* – Tithonic inferior; *C* – Tithonic superior; *1* – faună bentonică; *2* – faună planctonică.

Aşadar, Calcarele de Stramberg sunt roci carbonatice aproape pure, fapt ce demonstrează că aspectul ruditic, arenitic sau lutitic al acestora derivă din prelucrarea unui material calcaros din aceeaşi sursă recifală, aporturile terigene fiind practic inexistente. Cât priveşte reconstituirea condiţiilor de sedimentare din Jurasicul superior transilvan, încercările mai vechi aparţin lui Patrulius et al. (1976) şi Dragastan (1980, 1998).

Cel puţin în variantele iniţiale, autorii consideră că acumularea Calcarelor de Stramberg din seria transilvană de Hăghimaş s-a realizat pe platforma carbonatică Central-Transilvană, care s-a conturat încă din Tithonicul inferior; în acest sens pledează reducerea continuă a adâncimilor, ilustrată de schimbarea în timp a raportului faune bentonice/faune planctonice (fig. 3.31).

În timpul Tithonicului superior, platforma carbonatică respectivă prezenta, după Dragastan (1980), o dezvoltare bilaterală cu structuri recifale de coastă şi de barieră, separate prin lagune. Faciesurile recifale, caracterizate de corali, alge, hidrozoare, briozoare ş.a., s-au asociat în timp şi/sau în spaţiu cu cele stromatolitice, oncolitice şi biostromale. Micritele cu *Calpionella* identificate în masa

acestor calcare corespund domeniului prelitoral (subtidal) şi făceau trecerea la formaţiunile detrito-pelagice cu *aptychus* din „şanţul bucovinic".

Neocomianul. Primele presupuneri privind prezenţa Cretacicului inferior în suita transilvană din sinclinalul Hăşmaşului au fost făcute de către Herbich (1878) şi Vadasz (1915), idee la care s-a raliat ulterior Băncilă (1941); este vorba de calcarele cu *Caprotina* sau *Requenia* care au fost repartizate mai târziu, în mod firesc, Urgonianului.

Atanasiu (1958) este primul autor care consemnează cu îndoială pe harta geologică a împrejurimilor Cheilor Bicazului un petic de depozite Cretacic inferioare în Masivul Hăşmaşului Negru. Atestarea paleontologică a Neocomianului îi aparţine lui Grasu (1969) şi Dragastan (1975). Grasu (1969) confirmă presupunerea lui Atanasiu şi, în plus, identifică Neocomianul pe areale cu mult mai largi, separând pentru prima dată, cartografic, Tithonicul de Urgonian (1970, 1971).

Neocomianul transilvan ajunge la 80-100 m şi în afara Hăşmaşului Negru a mai fost găsit şi separat cartografic în Jgheabul Cherecului, Ghilcoş, şaua Surduc, Cheile Mari şi la gura Bicăjelului.

Ceea ce îl separă net de Tithonic şi Urgonian este în primul rând caracterul bine stratificat al rocilor, de la bancuri metrice până la strate decimetrice. Dragastan (1975) descrie în Neocomianul din zona Lacului Roşu de la varietăţi calcilutitice până la calcirudite, corespunzând, din punct de vedere microfacial, tipurilor biomicritice, biopelsparitice şi mai rar biooopelsparitelor.

În Hăşmaşul Negru, calcarele neocomiene sunt, în general, pelitomorfe, cu aspect sublitografic şi au culoarea gălbui-ciocolatie sau cenuşie închisă, uşor albăstruie; acestora li se asociază interstratificat, mai ales în bază, roci calcaroase mai detritice sau chiar cu aspect de marne. Varietăţile cu aspect detritic prezintă adesea un nucleu de culoare cenuşiu-închisă cu frecvent sericit învăluit într-o aureolă externă gălbuie, uşor maronie.

Studiul chimico-mineralogic şi microfacial (Grasu et al., 1995) a relevat în succesiunea Neocomianului următoarele tipuri de calcare: micrite şi biopelmicrite, micrite şi biomicrite argilo-cuarţsiltitice şi biopelmicrite argiloase.

Majoritatea calcarelor neocomiene, atât cele gălbui-ciocolatii, cât şi cele cenuşii, sunt micrite cu bioclaste şi chiar biomicrite, resturile organice fiind formate din alge, foraminifere bentonice sau bivalve cu cochilia fină, subţire („filamente"); frecvent, lojele foraminiferelor sunt umplute cu pirită. Fracţiunea epiclastică de dimensiuni siltice este formată din cuarţ, frecvent corodat şi substituit prin calcită, sericit şi rare intraclaste pelsparitice. În reziduul insolubil se mai observă, pe lângă cuarţ şi sericit, biotit, clorit, rari feldspaţi şi minerale grele, printre care granaţi, turmalină, zircon, epidot şi rutil; în asemenea calcare carbonaţii se ridică la valori de 91-95%.

Varietăţile cu aspect marnos sunt în realitate micrite şi biomicrite argilo-cuarţsiltitice. Sub microscop, aceste calcare se prezintă cu un fond micrito-argilos cu sau fără bioclaste; când apar, ele sunt reprezentate prin resturi de alge, filamente şi foraminifere bentonice. Fracţiunea epiclastică este sub 15% şi de dimensiuni siltice, predominând cuarţul. Neomorfismul realizat pe seama substituţiei cuarţului

prin calcit sparitic conferă rocii un aspect mozaicat, dismicritic. Se mai adaugă la cuarţ, sericitul, iar dintre mineralele autigene leptocloritul şi pirita. Pirita apare sferulitică şi este obişnuit limonitizată; în acest tip petrografic, valorile carbonaţilor scad la 60-79%, în timp ce adaosul de argilă urcă la 10-26%, iar cel epiclastic la 10-14%.

Calcarele cu nucleu cenuşiu-negricios şi aureolă gălbui-maronie, prezintă sub microscop un fond micritic, argilos, cu frecvente pelete şi bioclaste (alge, foraminifere bentonice, filamente); fracţiunea epiclastică este preponderent cuarţoasă şi de dimensiuni siltice, ajungând până la 10% şi se asociază cu sericit şi rar clorit.

Specific acestui tip de calcare este frecvenţa mare a piritei care apare sub formă diseminată, în agregate sferulitice sau umple lojele foraminiferelor; în multe din cazuri, pirita substituie structurile peletale. Culoarea cenuşiu-închisă a acestor calcare este dată de materialul piritos, în timp ce aureolele gălbui, slab maronii corespund cu limonitizarea piritei, clar observată microscopic; carbonaţii acestor calcare coboară la valori de 81-84%, adaosul de argilă se ridică la 9-15%, mai redusă fiind fracţiunea epiclastică cu 4-7%. Aşa cum se poate observa şi în figura 3.32, Neocomianul include roci de la calcare propriu-zise, la calcare argiloase şi calcare cu adaos epiclastic, cuarţo-sericitice.

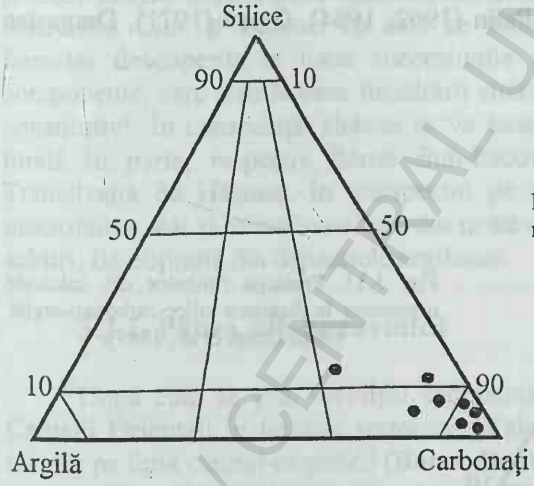


Fig. 3.32. Proiecţia probelor din calcarele neocomiene în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995).

Trebuie menţionat că de la faciesul pelagic al Neocomianului, cu calcare bine stratificate, amonitic şi cu tintinnide, se trece la un facies recifal, condiţii în care el nu se mai poate separa cartografic; în această situaţie el este cartografiat împreună cu Tithonicul, vorbindu-se de calcare tithonic-neocomiene (Grasu, 1969, 1970; Dragastan, 1975; Săndulescu, 1975).

În ceea ce priveşte condiţiile mediale, ele corespund faciesului pelagic cu amoniţi şi tintinnide, dar şi unuia algal cu caracter slab recifal. De altfel, din Berriasian şi până în Apţianul inferior, caracterul pelagic al depozitelor se reduce continuu, instalându-se, începând cu Barremianul, condiţiile pregnant recifale care au determinat acumularea calcarelor urgoniene.

După Dragastan (1980), dispunerea bilaterală a domeniului de sedimentare în Neocomian ca o moştenire a celei din Tithonic nu este pe deplin argumentată. Reconstituirea încercată de acelaşi autor pune în evidenţă un domeniu bazinal spre vest (prelitoral), urmat spre est de domeniul de platformă carbonatică (infralitoral), căruia îi urmează domeniul margino-litoral cu influenţe evident continentale (supratidale). Gradul ridicat de continentalizare a domeniului margino-litoral din vremea Neocomianului este indicat de prezenţa carofitelor, care indică o reducere a salinităţii până la condiţii salmastre. Spre deosebire de Tithonic şi Urgonian, platforma neocomiană nu relevă un caracter recifal tipic, cu toată prezenţa unor formaţiuni de tip *patch-reefs* în apropierea crestei algale; frecvenţa mare a piritei indică o circulaţie restrictivă, specifică domeniului lagunar al platformei carbonatice.

Barremian-Apţianul inferior. Calcarele urgoniene au o grosime în jur de 200 m şi, după unii autori (Săndulescu, 1975), ar prezenta un uşor caracter transgresiv. Petrografic, sunt caracterizate de calcare masive albe, cenuşii, gălbui-roz sau chiar roşii cu aspect pelitomorf, arenitic sau chiar ruditic. Aflorează în toate masivele mari (Hăşmaşul Mare, Fratele, Hăşmaşul Negru, Telecul Mare, Ghilcoş, Bardos ş.a). Corespund calcarelor cu *Caprotina* ale lui Herbich (1878) sau cu *Requenia* ale lui Vadasz (1915). Apartenenţa lor la Barremian-Apţian inferior a fost stabilită pe baze palentologice, respectiv macro- şi microfaună descrise de o serie de autori printre care Preda şi Pelin (1962, 1964), Grasu (1971), Dragastan (1975) şi Săndulescu (1975).

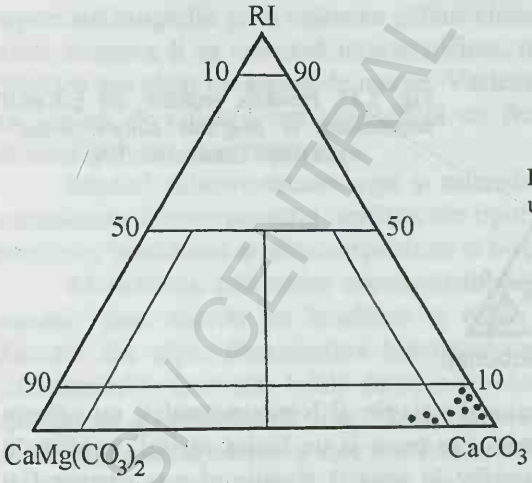


Fig. 3.33. Proiecţia probelor din calcarele urgoniene în diagrama silice-carbonaţi-argilă (după Grasu et al., 1995).

Microfacial, calcarele sunt biopelmicrite, biosparite şi intrabiosparite tipice, în care resturile organice sunt constituite mai ales din alge şi foraminifere bentonice. Fracţiunea epiclastică este aproape absentă, fapt ilustrat şi de valorile scăzute ale reziduului insolubil, între 0,25-1,85%. Cu foarte rare excepţii, conţinutul acestor calcare în carbonaţi este de peste 90%, încât toate probele din asemenea roci cad în câmpul calcarelor propriu-zise (fig. 3.33).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.3. Sedimentarul mezozoic. Cronostratigrafie

A trecut deja un veac şi jumătate de la apariţia primelor informaţii asupra geologiei Carpaţilor Româneşti, furnizate, cum era şi firesc, de o serie de autori străini, printre care sunt de amintit mai întâi Beudant (1822), Lille de Lillienbach (1834), Bielz (1854), Hauer şi Stache (1863), Herbich (1878) şi Uhlig (1889, 1897). Ulterior, alături de autori străini (Uhlig, 1907; Trauth, 1910; Vadasz, 1915), îşi încep investigaţiile şi geologii români, iniţial prin studii disparate (Poni, 1882; Buţureanu, 1899; Simionescu, 1903; Jekelius, 1921) şi mai apoi prin cercetări de detaliu, având şi rezultate cartografice, aşa cum au fost tezele de doctorat ale lui Atanasiu (1928) şi Băncilă (1941).

Cele două teze considerate, după cum se ştie, adevărate monografii geologice regionale au acoperit areal întreaga zonă aferentă a ceea ce se cunoaşte astăzi sub numele de sinclinalul mezozoic Tulgheş-Hăşmaş. În perioada postbelică, cele două monografii au fost urmate de investigaţii în cadrul altor teze de doctorat, aparţinând următorilor autori: Pelin (1967), Grasu (1971), Dragastan (1975), Săndulescu (1975), Dinu (1985), Grinea (1998), Grigore (2002) şi Popescu (2003)

Cel puţin sub raport geologic-cartografic, toate datele acumulate până în prezent asupra acestei zone montane au fost sintetizate pe hărţile 1:50.000 foile Miercurea Ciuc şi Dămuc. În cele ce urmează adăugăm acestora o sinteză a faunelor descoperite în toate succesiunile sedimentare ale unităţilor de şariaj componente, care stau la baza încadrării stratigrafice a tuturor termenilor litologici constitutivi. În consecinţă, sinteza se va face separat pentru fiecare unitate structurală în parte, respectiv Pânza Sub-bucovinică, Pânza Bucovinică şi Pânza Transilvană de Hăşmaş. În conspectul pe care îl propunem vom include atât macrofauna, cât şi microfauna, cea din urmă determinată fie din analiza secţiunilor subţiri, fie obţinută din depozitele argiloase.

3.3.1. Pânza sub-bucovinică

După cum se ştie, învelişul sedimentar al pânzei sub-bucovinice apare în Carpaţii Orientali în ferestre tectonice (Valea Putnei, Tomeşti) sau ca petice de rabotaj pe linia central-carpatică (Borca, Holdiţa, Ostra). În sinclinalul Hăşmaşului, apare la Gura Dămucului ca petic de rabotaj antrenat în fruntea Pânzei bucovinice şi în fereastră tectonică, la Tomeşti, spre sud de Izvorul Mureşului.

La Gura Dămucului, peticul respectiv se extinde între Valea Bicazului şi Pârâul Ciofu şi cuprinde doi solzi care stratigrafic înglobează depozite de la Triasic până la Neocomian. Ansamblul acestor depozite a fost atribuit anterior unui recif dezvoltat în domeniul „Stratelor" de Sinaia (Băncilă et al., 1957). În suita sub-bucovinică triasic-neocomiană de la Gura Dămucului, există argumente biostratigrafice numai pentru existenţa Triasicului, Doggerului şi Neocomianului.

Triasicul. În solzul vestic, coloana Triasicului este caracterizată în bază de 7 m de dolomite bine stratificate pe care Săndulescu (1975) le asimilează cu nivelul Campilianului. Microfacial, sunt dolobiopelmicrite, dolobiopelsparite şi dolo-

biomicrite, din care Popescu (2003) a determinat: *Earlandia* (*Aeolisaccus*) *amplimuralis* PANTIĈ, *E. tintinniformis* MISIK, *E. gracilis* ELLIOT, *Glomospira aff. roensingi* BLAU, *Diplotremmina sp.*, *Glomospirella sp* (tabel 3.6).

Tabelul 3.6. **Macro- şi microfauna suitei mezozoice sub-bucovinice din peticul de rabotaj de la Gura Dămucului**

Genul, specia	Grasu şi Turculeţ (1965)	Săndulescu (1971)	Popescu (2003)
Triasic			
Earlandia (Aeolisaccus) amplinuralis PANTIC			+
Earlandia tintinniformis MISIK			+
Earlandia gracilis ELLIOT			+
Glomospira aff.*roensingi* BLAU			+
Diplotremmina sp.			+
Glomospirella sp.			+
Jurasic mediu			
Parkinsonia cf. *parkinsoni* (SOW.)	+		
Hibolites semihastatus (BLAINU.)	+		
Belemnopsis sp.	+		
Bositra buchi ROEM.	+		
Modiola aff. *borrisiaki* ROEM.	+		
Entolium demissum (PHILL.)	+		
Astarte integra MUNSTER	+		
Lima sp.	+		
Chlamys cf. *fibrosus* (SOW.)	+		
Kallirhynchi cf. *concinna* (SOW.)	+		
Tubithyris globata (SOW.)	+		
Cererithyris fleischeri (OPPEL)	+		
Lobothyris cortonensis (BUCK.)	+		
Neocomian			
Calpionella alpina LOR		+	
Tintinnopsella carpathica MURG. et FIL.		+	
Calpionellopsis simplex (COL.)		+	
Calpionellopsis oblonga (CAD.)		+	
Calpionellites dardleri (COL.)		+	

Doggerul. Include în special calcare grezoase şi cuarţsiltitice, nodulare, uneori feruginoase. Acestea, împreună cu dolomitele triasice, formează un abrupt stâncos în malul drept al Bicazului, la cca 800 m amonte de confluenţa cu Dămucul, cunoscut local ca „Piatra lui Maftei". Punctul fosilifer se află în calcarele amintite, din ele Grasu şi Turculeţ (1965) descriind o faună de bivalve, brachiopode, belemniţi şi rari amoniţi. Asociaţia determinată cuprinde: *Bositra buchi* ROEM., *Modiola cf. borrisiaki* ROEM., *Entolium demissum* (PHILL.), *Astarte integra* MUNSTER, *Lima sp.*, *Chlamys aff. fibrosus* (SOW.), *Kallirhynchia cf. concinna* (SOW.), *Tubithyris globata* (SOW.), *Cererithyris fleischeri* (OPPEL), *Lobothyris cortonensis* (BUCKMAN), *Parkinsonia cf. parkinsoni* (SOW.), *Hibolites semihastatus* (BLAINV.), *Belemnopsis sp.* (tabel 3.6). Această faună probează prezenţa Doggerului, mai precis a Bajocianului, aşa cum presupusese deja Atanasiu (1928).

Neocomianul. În solzul vestic de la Gura Dămucului, calcarele bajociene sunt urmate de un pachet de cca 25-30 m de brecii, pachet care include unul-două bancuri de calcare argiloase, pelitomorfe, din care Săndulescu (1975) a determinat

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

o asociaţie de tintinnide care cuprinde: *Calpionellopsis oblonga* (CAD.), *C. simplex* (COL.), *Calpionellites darderi* (COL.), *Calpionella alpina* LOR., *Tintinnopsella carpatica* (MURG. Et FIL.). Cum asociaţia citată este specifică Neocomianului, părerea autorului este că în suita sub-bucovinică problema prezenţei Tithonicului rămâne pe mai departe nerezolvată.

3.3.2. Pânza bucovinică

În structura Pânzei bucovinice cu rol de autohton pentru seriile transilvane, se include un soclu cristalin prealpin şi o cuvertură sedimentară care începe cu depozite triasice şi se încheie cu wildflysch-ul de vîrstă barremian-albiană. Ultimul termen al mezozoicului din sinclinalul Hăşmaşului îl reprezintă Conglomeratele de Bârnadu postectonice, vraconian-cenomaniene, care de multe ori sigilează contactul dintre autohtonul bucovinic şi seriile transilvane, alohtone.

Pânza bucovinică din regiunea Hăşmaşului prezintă una dintre cele mai complete succesiuni stratigrafice din întreaga zonă cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali şi aflorează cu precădere pe flancul intern al sinclinalului, întrucât pe cel extern, aferent „Crestei" Dămucului şi anticlinalului Lunca, eroziunea a fost mai accentuată, creând mai multe discontinuităţi.

3.3.2.1. Formaţiunile triasice

Triasicul autohtonului bucovinic debutează cu conglomerate cuarţitice şi gresii cuarţoase cu intercalaţii de argile şi siltite roşii (5-30 m), urmate de stiva calcaro-dolomitică, groasă de până la 300-350 m. Nivelul grezo-conglomeratic bazal revine Seisianului, iar cel calcaro-dolomitic Campilian-Anisianului. În acesta din urmă se distinge mai întâi un nivel inferior de cca 6 m, caracterizat de calcare cenuşii alternând cu marne muscovitice şi gresii, totul stratificat în plăci centimetrice, urmat de dolomite litate (cca 20-30 m) şi apoi dolomitele masive cu stratificaţie vagă.

Primele fosile din depozitele triasice au fost descoperite de Atanasiu (1928) în nivelul calcarelor litate din bază, cunoscut sub numele de „nivelul de Azodu Mare". Asociaţia a fost identificată în Muntele Azodu Mare-Tulgheş, la cca 5 m deasupra gresiilor cuarţoase şi cuprinde următoarele specii: *Myophoria costata* ZENKER, *M. laevigata* ZIETEN, *Homomya fassaensis* WISM., *Pecten discites* SCHLOTH., *P. discites var. microtis* BITTN., *Gervillea modiola* FRECH., *G. exporrecta* LESP., *Pseudomonotis sp.*, *Naticella cf. costata* MSTR.

Tot în regiunea Tulgheşului, spre extremitatea nordică a sinclinalului, Grasu (1971) citează un Campilian de asemenea fosilifer pe Pârâul Borvizului din care a determinat: *Myophoria costata* ZENK., *Natiria costata* MUNSTER, *Entolium discites* SCHLOTH., *Gervillea sp.* Alte puncte fosilifere în nivelul calcarelor campiliene se întâlnesc în jurul Lacului Roşu şi la Piatra Ciofronca situată pe cumpăna dintre Pârâul Oii şi Olt. Cel mai cunoscut dintre ele este cel de sub dolomitele din Piatra Ciofronca din care Băncilă (1941) a determinat speciile de *Costatoria costata* (ZENK), *Entolium discites* (SCHLOTH.) şi *Natiria cf. costata*

(MUNST.). Acelaşi autor citează apoi o faună campiliană pe flancul extern al sinclinalului, şi anume de pe pâraiele Covaci şi Antaluc, ce cuprinde *Myophoria costata* ZENK., *Pecten discites* SCHLOTH., *Gervillea sp.* şi *Naticella cf. costata* MSTR. Ulterior, din acelaşi punct de sub dolomitele din Piatra Ciofronca, Preda şi Pelin (1963) citează *Costatoria costata* (ZENK) şi *Homomya fassaensis* (WISM.), iar Turculeţ (1967) a descris o faună cuprinzând: *Myophoria costata* ZENK., *Myacites fassaensis* WISSM., *M. fassaensis* WISM. *var. bittneri* FRECH., *M. canalensis* CATULLO, *Pecten microtis* WITTENBURG, *Gervilleia cf. mytiloides* SCHLOTH., *Pseudomonotis aff. laczoki* BITTN., *Daonella proboscidea* KITTL.

Puncte fosilifere în Triasicul bazal se mai întâlnesc apoi pe flancul intern al sinclinalului, la vest de Lacu Roşu, pe Pârâul Calului, afluent de stânga al Pârâului Oii, la obârşia Pârâului Piciorul Calului şi la confluenţa acestuia cu Pârâul Piatra Roşie; toate au fost semnalate iniţial de către Atanasiu (1928). La obârşia Pârâului Piciorul Calului, în partea superioară a gresiilor seisiene se observă intercalaţii subţiri de calcare cenuşii sau gălbui fosilifere din care Grasu (1970) a determinat o faună cu: *Pseudomonotis* (*Claraia*) *clarai* EMM., *P. cf. tridentina* BITTNER, *P.* (*Eumorphotis*) *inaequicostata* BEN., *Pseudomonotis sp.*, *Myophoria costata* ZENK. Prezenţa speciei de *Claraia clarai* EMM. arată că nivelul calcaros bazal cuprinde şi Seisianul terminal.

La confluenţa pâraielor Piciorul Calului şi Piatra Roşie, nivelul Campilianului este parţial deschis şi oferă aceeaşi faună cu *Myophoria*, *Gervillea* şi *Natiria*. În secţiunile subţiri efectuate prin calcarele cu caracter micritic se pune în evidenţă o microfaună cu *Aeolisaccus* (*Earlandia*) *dunningtoni* ELLIOT, *A. gracilis* PANTIC, *Meandrospira pusilla* (HO), *Nodosaria sp.*, *Frondicularia sp.*, *Calcisphaera sp.* (Grasu et al, 1995). Din acelaşi punct şi din aceleaşi depozite, Popescu (2003) citează următoarea asociaţie microfaunistică: *Meandrospira iulia* PREMOLI SILVA, *Earlandia gracilis* PANTIC, *E. tintinniformis* MISIK, *E. dunningtoni* (ELLIOT), *E. amplimuralis* PANTIC, *Earlandia sp.*, *Meandrospira pusilla* HO, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Nodosinella cf. rostrata* TRIFONOVA, *Ammodiscus incertus* d'ORB., *A. parapriscus* HO, *Nodosinella sp.*, *Dentalina sp.*, *Glomospira sp.*

Dolomitele litate se dovedesc din punct de vedere microfacial dolomicrite, dolomicrosparite, dolopelmicrite şi dolopelmicrosparite (Popescu, 2003). Pe probe de pe Pârâul Calului care secţionează flancul intern şi de la Piatra Arşiţei de pe flancul extern, din aval de cariera de calcar de la Surduc (Toreasca), Popescu (2003) a determinat o asociaţie cu: *Earlandia amplimuralis* PANTIC, *E. tintinniformis* MISIK, *E. gracilis* ELLIOT, *Calcisphaera sp.*, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN. După autoare, nu numai nivelul calcaros, dar şi cel al dolomitelor litate revine Campilianului. În dolomitele masive care urmează Campilianului calcaros, metasomatoza magneziană, respectiv procesul de dolomitizare, a şters structura organică primară încât aceste roci sunt lipsite practic de macrofaună. Totuşi, Pelin (1967) citează din dolomitele masive o formă de *Ceratites semipartitus* MONTF. Aceasta, însă, nu a fost figurată şi nici alţi autori n-au mai semnalat ulterior urme organice în aceste roci. Microfacial, dolomitele

masive sunt, după Popescu (2003), dolomicrite, dolomicrosparite, dolosparite şi dolopelmicrosparite. Sunt, în general, sărace în microfaună deşi s-au identificat în dolomitele masive de pe pâraiele Ghilcoş, Calului şi Piatra Arşiţei speciile *Earlandia amplimuralis* PANTIC, *E. tintinniformis* MISIK, *E. gracilis* ELLIOT, *Glomospirella sp.*, *Ophtalmidium sp.*

Tabelul 3.7. **Macro- şi microfauna Werfenianului bucovinic din Sinclinalul Hăşmaşului**

Genul, Specia	Atanasiu (1928)	Băncilă (1941)	Turculeţ (1967)	Grasu (1971, 1955)	Popescu (2003)
Myophoria (*Costatoria*) *costata* ZENKER	+	+	+	+	
Myophoria laevigata ZIETEN	+				
Myacites laevigata WISM	+		+		
Entolium discites SCHLOTH	+	+			
Pecten discites SCHLOTH. var. microtis *BITTN.*	+				
Gervillea modiola FRECH.	+				
Gervillea exporrecta LESP.	+				
Naticella cf. *costata* MSTR.	+	+		+	
Myacites fasaensis WISM., var. *bittneri* FRECH.			+		
Myacites canalensis CATULLO			+		
Pecten microtis WITTEN.			+		
Gervillea cf. *mytiloides* SCHLOTH.			+		
Pseudomonotis aff. *lacykoi* BITTN.			+		
Daonella proboscidea KITTL.			+		
Pseudomonotis (*Claraia*) *clarai* EMM.				+	
Pseudomonotis cf. *tridentina* BITTNER				+	
Pseudomonotis inaequicostata BEN.				+	
Earlandia dunningtoni ELLIOT				+	+
Earlandia gracilis PANTIC				+	+
Meandrospira pusilla (HO)				+	+
Meandrospira iulia PREMOLI					+
Earlandia tintinniformis MISIK					+
Frondicularia woodwardi HOWCHIN					+
Nodosinella cf. *rostrata* TRIFONOVA					+
Ammodiscus incertus d'ORB.					+
Ammodiscus parapriscus HO					+
Earlandia amplimuralis PANTIC					+

Triasicul mediu îmbracă faciesuri calcaroase şi se întâlneşte sporadic pe flancul intern al sinclinalului la vest de Hăşmaşul Mare, Piatra Singuratică şi Fratele, ca şi în zona Lacu Roşu, mai precis pe pâraiele Ghilcoş, Calului şi Suhardului. În sudul sinclinalului, asemenea calcare dispuse peste dolomitele anisiene pot fi examinate pe flancul estic al anticlinalului Lunca din profilul Pârâului Antaluc. Sunt lipsite de macrofaună, în schimb, prezenţa Ladinianului ar fi probată de resturile de alge *dasycladaceae* determinate în secţiuni subţiri, respectiv *Diplopora annulata* SCHAF. şi *Gyroporella perforata* GUEMB. semnalate de Băncilă (1941) şi Săndulescu (1975). În ultimul timp, ele au fost examinate microfacial şi de către Popescu (2003), după care ele sunt micrite, pelmicrite, biopelsparite, biopelmicrite şi biopelintramicrite, conţinând ca resturi organice alge dasicladale, foraminifere, rare ostracode şi echinoderme. Asociaţia descrisă din asemenea calcare de către Popescu (2003) cuprinde: *Earlandia gracilis* ELLIOT, *Earlandia amplimuralis* PANTIC, *E. tintinniformis* MISIK., *Glomospira sp.*,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Meandrospira sp., *Diplopora annulata* SCHATH., *Nodosinella sp.*, *Globochaete alpina* LOMB., *Macroporella sp.*, *Tubiphites sp.*, *Physoporella sp.*, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETI, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMAN, *Physoporella cf. minuta* PIA, *P. prealpina* PIA, *P. pauciforata* STEIMM, *Physoporella sp.*, *Oligoporella pilosa* PIA, *Oligoporella sp.*, *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora sp.*, *Macroporella alpine* PIA.

Calcarele şi dolomitele atribuite Carnian-Norianului conţin crinoizi şi filamente, probabil halobii, după unii autori (Săndulescu, 1975). Apar sporadic doar în zona Lacului Roşu şi în special pe Pârâul Suhard, unde pot atinge 100 m.

3.3.2.2. Formaţiunile liasice

Sinemurian-Carixianul. **Liasicul în facies de Hierlatz.** Depozitele liasice din autohtonul bucovinic au fost sesizate pentru prima dată de către Atanasiu (1928) pe Pârâul Ghilcoş. Este vorba de calcare roşii oolitice, din care autorul a colectat o bogată faună de brachiopode, bivalve, belemniţi şi rari amoniţi, prelucrată mai târziu de către Răileanu. Aceste calcare, care nu depăşesc 1-2 m grosime, repauzează pe un paleorelief grefat pe calcarele şi dolomitele triasice, constituind, de fapt, un paleocarst realizat într-o scurtă etapă de întrerupere a sedimentării, datorată probabil tectogenezei eocimmeriene (fig. 3.13 şi 3.18).

Din aceste calcare, Atanasiu şi Răileanu (1950) au determinat: *Cyrtina aff. uncinata* SCHAF., *Spiriferina haueri* SUESS, *Rhynchonella variabilis* SCHLOTH., *R. fissicostata* SUESS, *Rhynchonella sp.*, *Cincta subnumismalis* (DAV.), *Plesiothyris aff. verneuli* (DESLONG.), *Terebratula sp.*, *Chlamys humberti* (DUM.), *Pseudamussium liasinum* (NYST.), *P. hehlii* (d'ORB), *Entolium sp.*, *Aequipecten priscus* (SCHLOTH.), *Pseudopecten aequivalvis* (SOW.), *Chlamys textorius* (SCHLOTH.), *C. cf. calvus* (GOLDF.), *Velopecten* (*Velata*) *cf. tumidus* (ZIETEN), *Cardita cf. multicostata* PHILL., *Terquemia heberti* TERQ. et PICT., *Nautilus striatus* SOW., *Nautilus sp.*, *Paradasyceras aff. űrmösensis* (HERBICH), *Arietites sp.*, *Passaloteuthis cf. paxilosus* (SCHLOTH.). Microfacial, aceiaşi autori semnalează şi alte resturi organice, printre care *Cristellaria*, *Textularia*, *Dentalina* şi fragmente de echinide.

Alte puncte fosilifere cu faună liasică similară celei de pe Pârâul Ghilcoş se întâlnesc pe clina estică a Muntelui Calului, de unde Pelin (1967) citează următoarele specii: *Chlamys textorius SCHLOTH.*, *Entolium liasinum* (NYST.), *Pecten humberti* DUM., *Rhynchonella fissicostata* SUESS.

Din acelaşi punct fosilifer de pe Pârâul Ghilcoş, Grasu şi Turculeţ (1967) au descris şi ei o faună care cuprinde: *Cincta numismalis* (LAMK.), *C. subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria aff. quadrifida* (LAMK.), *Tetrarhynchia cf. tetrahedra* (SOW.), *T. argotinensis* (RADOV.), *Plicatula spinosa* SOW., *Isocardia inversa* GOLDF., *Entolium hehlii* (d'ORB.), *Pecten* (*Aequipecten*) *priscus* SCHLOTH., *Pecten sp.*, *Belemnites (Hastites) umbilicatus* BLAINV., *Nannobelus sp.*

Acelaşi tip de calcare fosilifere, dar numai sub formă de blocuri, care nu permit evaluarea raporturilor cu depozitele sub- şi suprajacente, se mai observă pe clina estică a Muntelui Calului, adică pe afluenţii de stânga ai Pârâului Oii şi Pârâul

Piciorul Calului, ca şi pe Pârâul Suhardului. Din ele, Grasu (1971) a determinat: *Pseudamussium hehlii* (d'ORB.), *Entolium proeteus* (d'ORB.), *Aequipecten priscus* (SCHLOTH.), *Tetrarhynchia sp.*, *Plicatula spinosa* (SOW.).

Aflorimente de calcare roşii de acelaşi facies au mai fost menţionate în ultimul timp şi de către Lazăr şi Grigore (2008) la obârşia Pârâului Oii în versantul drept, sub Hăşmaşul Negru, unde Liasicul în cauză este constituit din calcare roşii oolito-hematitice bogate în resturi de belemniţi şi pectinide.

Studiul chimic şi microfacial al Liasicului de Hierlatz din zona Lacului Roşu (Grasu, 1970) a evidenţiat tipuri litologice diverse şi anume calcare dolomitice, brun-oolitice, calcare dolomitice roşii-oolitice, calcare gălbui spatice şi calcare grezoase cenuşii (fig. 3.15) Microfauna identificată în acestea include (Grasu, 1970): *Spirillina liassica* (JONES), *S. turgida* KRISTAN, *Trocholina cf. conica* (SCHUMB.), *Lenticulina sp.*, *Textularia sp.*, *Frondicularia aff. nitida* TERQ., *F. excavata* TERQ., *Nodosaria cf. mutabilis* TERQ., *Nodosaria sp.*, *Rectoglandulina tenuis* (BORN.), *Sestrosphaera liassina* PIA, *Globochaete alpina* LOMBARD.

Liasic în facies de Hierlatz a fost întâlnit şi în extremitatea sudică a sinclinalului, unde a fost semnalat iniţial de către Patrulius (1964) în Dealul Orotaş şi Dealul Frumos. Analiza microfacială a evidenţiat, după Patrulius, prezenţa formelor de *Textularia, Trocholina, Rectoglandulina, Nodosaria multicostata* BORN., dar şi frecvente exemplare de *Involutina liassica* (JONES) şi *Involutina turgida* Kristan. Aceleaşi depozite au fost ulterior găsite şi de Grasu şi Turculeţ (1978). Punctele fosilifere citate de cei doi autori se află la sud de Valea Rana, în malul stâng al Trotuşului, la gura Pârâului Valea Strâmbă, în versantul stâng şi pe flancul intern al sinclinalului, pe Pârâul Rompăţelu. Este vorba de aceleaşi calcare spatice sau oolitice, negre sau roşii-cărămizii, ferolitice şi obişnuit fosilifere. De pe flancul extern, mai ales de pe Valea Strâmbă (fig. 3.14), autorii citaţi au determinat: *Tetrarhynchia austriaca* (QUENST.), *Entolium liassinum* (NYST.), *Entolium sp.*, *Cincta numismalis* (LAMK.), *C. subnumismalis* (DAV.), *Passaloteuthis sp.* Microfacial, din aceste calcare s-au mai descris resturi de echinoderme, specii de *Spirillina*, *Turispirillina*, *Tetrataxis inflata* şi *Lenticulina sp.*

Domerian-Toarcianul. Depozitele atribuite astăzi Domerianului au fost descoperite de către Preda şi Pelin (1968) pe Pârâul Ghilcoş, unde stau peste Liasicul în facies de Hierlatz şi sunt constituite din microconglomerate şi gresii micacee slab consistente, cu aspect marnos-nisipos, care conţin ca faună: belemniţi, brachiopode, bivalve şi, mai rar, amoniţi.

Fauna citată de Preda şi Pelin (1968) cuprinde: *Spiriferina tumida* BUCK., *S. tumida* BUCK. *var. acuta* CORROY, *S. tumida* BUCK. *var. ascendens* DESLONG., *S. alpina* OPPEL, *Chlamys textorius* (SCHLOTH.), *Entolium hehlii* (d'ORB.), *E. disciformis* SCHUBLER, *Belemnites* (*Pleurobelus*) *compressus* STHK., *B.* (*Passaloteuthis*) *paxilosus* SCHLOTH., *B.* (*Brachybelus*) *zieteni* WERNER, *B.* (*Passaloteuthis*) *milleri* PHILIPS, *Mesoteuthis rhenanus* OPPEL.

Ulterior, din acelaşi punct fosilifer de pe Pârâul Ghilcoş, Grasu (1971) completează lista de faună cu următoarele specii: *Spiriferina alpina* OPPEL, *S.*

tumida BUCK. *var. acuta* CORROY, *S. tumida* BUCK., *Homoeorhynchia acuta* (SOW.), *Homoeorhynchia sp.*, *Aequipecten priscus* (SCHLOTH.), *Chlamys textorius* (SCHLOTH.), *Entolium hehlii* (d'ORB.), *Entolium sp.*, *Plicatula spinosa* SOW., *P. parkinsoni* BRONN, *Passaloteuthys paxillossus* (SCHLOTH.), *Pseudopecten aequivalvis* (SOW.), *Aegoceras sp.*, *Pleuroceras spinatum* (BRUG.).

Tabelul 3.8. **Fauna Liasicului bucovinic în facies de Hierlatz (Sinemurian-Carixian)**

Genul, Specia	Atanasiu şi Răileanu (1950)	Patrulius (1964)	Pelin (1967)	Grasu şi Turculeţ (1967, 1970, 1971)	Grasu şi Turculeţ (1978)
Nautilus striatus SOW.	+				
Paradasyceras aff. *ürmösensis* (HERBICH)	+				
Arietites sp.	+				
Hastites umbilicatus BLATNV.				+	
Nannobelus sp.				+	
Passaloteuthis sp.				+	+
Passaloteuthis cf. *paxilosus* (SCHLOTH.)	+				
Cyrtina aff. *uncinata* SCHAF.	+				
Spiriferina haueri SUESS	+				
Rhynchonella variabilis SCHLOTH.	+				
Rhynchonella fissicostata SUESS	+		+		
Zeilleria cf. *quadrifida* (LAMK.)				+	
Tetrarhynchia cf. *terahedra* (SOW.)				+	
Tetrarhynchia argotinensis (RADOV.)				+	
Tetrarhynchia austriaca (QUENST.)					+
Cincta subnumismalis (DAV.)	+			+	+
Cincta numismalis (LAMK.)				+	+
Plesiothyris aff.*verneuli* (DESLONG.)	+				
Terebratula sp.	+				
Chlamys humberti (DUM.)	+		+		
Pseudamussium liasinum (NVST.)	+		+		
Pseudamussium hehlii (d'ORB.)	+		+		
Entolium sp.	+				
Acquipecten priscus (SCHLOTH.)	+			+	
Pseudopecten aequivalvis (SOW.)	+				
Chlamys textorius (SCHLOTH.)	+		+		
Chlamys cf. *calvus* (GOLDF.)	+				
Velopecten cf. *multicostata* PHILL	+				
Cardita cf. *multicostata* PHILL.	+				
Terquemia heberti (TERQ. et PICT.)	+				
Plicatula spinosa SOW.				+	
Isocardia inversa GOLDF.				+	
Entolium proeteus (d'ORB.)				+	
Spirillina liassica (JONES)		+		+	
Spirillina turgida KRISTAN		+		+	
Trocholina cf. *conica* (SCHUMB.)				+	
Frondicularia aff. *nitida* TERQ.				+	
Frondicularia excavata TERQ.				+	
Nodosaria cf. *mutabilis* TERQ.				+	
Rectoglandulina tenuis (BORN.)				+	
Dentalina sp.	+				
Sestrosphaera liassina PIA				+	
Globochaetae alpina LOMB.				+	
Rectoglandulina sp.	+				
Nodosaria multicostata BORN.	+				
Tetrataxis inflata LAMK.					+
Turispirillina sp.					+

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.9. **Fauna Liasicului bucovinic (Domenian – Toarcian)**

Genul, Specia	Preda şi Pelin (1967)	Grasu (1971)	Grasu şi Turculeţ (1978)
Mesoteuthis rhenanus OPPEL	+		
Passaloteuthis milleri PHILIPS	+		
Brachybelus zieteni WERNER	+		
Passaloteuthis paxillotus SCHLOTH.	+	+	
Pleurobelus compresus STHK.	+		
Spiriferina tumida BUCK.	+	+	
Spiriferina tumida BUCK. var. *acuta* CORROY	+	+	
Spiriferina tumida BUCK. var. *ascendens* DESL.	+		
Spiriferina alpina OPPEL	+	+	
Chlamys textorius (SCHLOTH.)	+	+	
Entolium hehlii (d'ORB.)	+	+	+
Entolium disciformis SCHUBLER	+		
Homoeorhynchia acuta SOW.		+	
Homoeorhynchia sp.		+	
Aequipecten priscus (SCHLOTH.)		+	
Plicatula spinosa SOW.		+	
Plicatula parkinsoni BRONN		+	
Pseudopecten aequivalvis (SOW.)		+	
Aegoceras sp.		+	
Pleuroceras spinatum (BRUG.)		+	
Liparoceras cf. *beckei* (SOW.)		+	
Aequipecten acutiradiatus (MUNST.)			+
Spiriferina rostrata (SCHLOTH.)			+
Lewisiella senator (MUNST.)			+
Chlamys sp.			+
Ptychomphalus expansus (SOW.)			+
Androgynoceras cf. *capricornus* (ZIETEN)			+
Steinmannia bronni (VOLTZ)			+
Steinmannia radiata (GOLDF.)			+

Prezenţa Domerianului a mai fost consemnată şi în extremitatea sudică a sinclinalului, în roci care stau peste calcarele roşii oolitice ale Carixianului întâlnite pe interfluviul dintre Rana Mare şi Valea Trotuşului, ca şi în versantul stâng al Trotuşului, amonte de gura Pârâului Valea Strîmbă (Görbe). Este vorba de calcare negre masive sau calcare cenuşii-gălbui spatice. În ultimul dintre punctele de observaţie, succesiunea este răsturnată, aflându-se la contactul cu falia central-carpatică. Din asemenea depozite au fost determinate următoarele specii (Grasu şi Turculeţ, 1978): *Liparoceras* (*Becheiceras*) *cf. beckei* (SOW), *Entolioides hehlii* (d'ORB.), *Aequipecten acutiradiatus* (MUNST.), *Lewisiella senator* (MUNST.), *Chlamys sp.*, *Spiriferina rostrata* (SCHLOTH.), *Ptychomphalus expansus* (SOW.).

Cu schimbări ale faciesului petrografic se pare că Domerianul mai apare la Bâtca lui Cioflec şi pe Pârâul Suhardului. De la Bâtca lui Cioflec, Grasu (1971) descrie exemplare de *Aequipecten priscus* (SCHLOTH.) şi *Pseudopecten aequivalvis*, iar de pe Suhard *Pseudopecten aequivalvis* SOW. şi amonitul *Androgynoceras cf. capricornus*. După acelaşi autor, există dovezi că în succesiunea bucovinică ar fi prezent şi Toarcianul, aşa cum ar dovedi speciile de *Steinmannia bronni* (VOLTZ) şi *Steimannia radiata* (GOLDF.), determinate de pe Pârâul Ghilcoş şi Bâtca lui Cioflec, din depozite considerate drept nivelul bazal al Doggerului (fig. 3.7).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.3.2.3. Formaţiunile Jurasicului mediu

Depozitele Jurasicului mediu aflorează pe ambele flancuri ale sinclinalului, mai sporadic pe cel extern la: Chicera, Piatra Pânţărenilor, Bâtca Neagră, Pârâul Mâţului, Pârâul Lupului, Şaua Fagului, obârşia Pârâului Antaluc şi la sud de Valea Rana. Pe flancul intern, cel mai bine dezvoltat este la Lacu Roşu, pe Pârâul Suhardului, sub Masivul Ghilcoş şi la Bâtca lui Cioflec.

Primele faune medio-jurasice au fost citate aici de către Herbich (1873, 1878) şi mai târziu Vadasz (1915) şi Jekelius (1921). Se pare însă că este vorba de un Dogger ce aparţine mai degrabă seriei alohtone, transilvane şi nu autohtonului bucovinic, aşa cum vom vedea în continuare. Din depozite aparţinând cu siguranţă seriei bucovinice, şi anume din calcare grezoase situate la vest de Muntele Fratele, de pe flancul intern al sinclinalului, Vadasz (1915) a descris iniţial specia *Posidonia opalina* QUENST. Ulterior, Băncilă (1941) descrie o faună doggeriană la vest de Masivul Fratele, Muntele Conyak şi din Şaua Fagului şi Valea Antaluc, de pe flancul extern. Speciile citate de acest autor sunt: *Trigonia clavellata* PARK., *Modiola imbricata* SOW., *Goniomya proboscidea* AGASSIZ, *Belemnopsis canaliculatus* SCHLOTH., *Megateuthis giganteus* SCHLOTH., *Pecten pumilio* LAMARCK, *Pseudopecten aequivalvis* SOW., *Lima* (*Plagiostoma*) *sp.*, *Entolium disciformis* SCHUL., *Chlamys fibrosus* SOW., *Cymatorhynchia quadriplicata* (ZIETEN), *Rhynchonella loxia* FISCHER, *Terebratula sp.*

Contribuţii la cunoaşterea faunistică a depozitelor doggeriene aduce apoi Grasu (1971) care descrie de pe Pârâul Ghilcoş (fig. 3.18 şi 3.19), din calcare grezoase cenuşii-negricioase, o faună care cuprinde în special bivalve şi brachiopode, amonoideele fiind foarte rare. Asociaţia cuprinde: *Oxycerites fallax radiatiformis* WETZEL, *Flabellisphinctes sp.*, *Megateuthis sp.*, *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOW.), *Aulacothyris haueri* SZANOCHA, *A. pala* BUCK., *Terebratula balinensis* SZ., *Cymatorhynchia quadriplicata* (ZIETEN), *Entolium demissum* PHILL., *Lima sp.*, *Velata sp*, *Isocardia sp.*, *Modiola gibbosa* SOW., *Oxytoma cf. műnsteri* BRONN.

Ultimele contribuţii de ordin biostratigrafic asupra depozitelor doggeriene au fost aduse de către Preda (1976). Autorul descoperă în malul stâng al Lacului Roşu, într-o serie de calcare grezoase şi gresii cenuşii dispuse peste dolomite şi calcare triasice, un important punct fosilifer. După el, aceste calcare grezoase sunt urmate de calcare oolitice feruginoase la fel de fosilifere. Din ele se citează o listă de faună care cuprinde: *Collyrites ovalis* LESKE, *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOW.), *Aulacothyris carinata* (LAMK.), *Acanthothyris spinosa* (SCHLOTH.), *Modiola cuneata* SOW., *Isocardia gibbosa* MUNST., *Pholadomya murchisoni* SOW., *P. crassa* AG., *P. ovulum* AG., *P. angustata* SOW., *P. friekensis* MOESH., *Goniomya intersectans* SMITH, *Pleuromya jurassi* BROGN., *P. decurtata* PHILL., *P. tenuistriata* AG., *P. elongata* MUNST., *Gresslya gregaria* ZIET., *Quenstedtia oblita* PHILL., *Unicardium cognatum* PHILL., *Entolium demissum* PHILL., *Belemnites canaliculatus* SCHLOTH., *Stephanoceras rectelobatum* (HAUER), *Cadomites deslongchampi* (d'ORB.).

Preda consideră că punctul fosilifer ar fi cel din care au descris fauna

doggeriană Herbich, Vadasz şi Jekelius. Menţionăm însă că fauna descrisă de cei trei autori cuprinde cu preponderenţă amonoidee, ceea ce nu este cazul în lista de specii dată de Preda. Considerăm că această faună caracterizează Doggerul bucovinic, dat fiind caracterul neritic al faunei în care majoritatea taxonilor aparţin bivalvelor şi brachiopodelor, în timp ce faunele citate de cei trei autori, e posibil să provină din olistolite şi să aparţină seriilor transilvane.

Aşa cum am mai menţionat deja, Doggerul a mai fost consemnat de Băncilă (1941) şi în extremitatea sudică a sinclinalului, atât pe flancul extern, cât şi cel intern, dar aspectul a fost ulterior neglijat. Turculeţ şi Grasu (1978) au reluat ulterior studiul punctelor semnalate de Băncilă. Astfel, pe Pârâul Rana Mare, în versantul stâng, amonte de confluenţa cu Rana Mică, autorii citează un complex de gresii şi calcare cenuşii-negricioase, muscovitice, dispus peste dolomitele triasice care conţin *Bositra buchi* (ROEMER), uneori sub formă de adevărate lumaşele.

O menţiune specială merită Doggerul din extremitatea sudică a sinclinalului, pe flancul său intern şi anume din versantul drept al Pârâului Rompaţa, situat la cca 500 m de confluenţa cu Rompăţelul. De aici, din calcare spatice, negricioase, muscovitice, Turculeţ şi Grasu (1978) au determinat o faună cu: *Monsardithyris rozevauxi* ALMERAS, *Pseudotubithyris richardsoni* (WOODS), *Entolium demissum* (PHILL.), *Gervillea acuta* SOW., *Astarte pulla* ROEM., *Oxytoma sp.*, *Belemnopsis sp.* Fauna respectivă indică prezenţa Doggerului, în general.

3.3.2.4. Formaţiunile Jurasicului superior

În succesiunea bucovinică, Malmul include jaspurile şi radiolaritele callovian-oxfordiene şi Formaţiunea cu *Aptychus*, în care, din punct de vedere stratigrafic, se distinge un membru inferior de vârstă kimmeridgian-tihonică şi un altul superior, revenind Cretacicului bazal, respectiv Neocomianului.

Trebuie consemnat că la nivelul Callovian-Oxfordianului intervin şi schimbări de facies, în sensul că în extremitatea sudică a sinclinalului este posibil ca jaspurilor şi radiolaritelor să le corespundă un complex de depozite cunoscut sub numele de Formaţiunea siltitelor, argilitelor şi gresiilor brun-negricioase al cărui caracter silicolitic este mai puţin pregnant.

Jaspurile şi radiolaritele. De la prima lor semnalare de către Hauer (1863), jaspurile au fost considerate fie de vârstă triasică (Herbich, 1878; Uhlig, 1903; Savul, 1953; Băncilă şi Papiu, 1953; Papiu, 1953; Preda şi Ilie, 1940; Patrulius şi Popescu, 1964; Săndulescu, 1973) sau permiană (Ilie, 1957), fie jurasică, respectiv callovian-oxfordiană (Vadasz, 1915; Jekelius, 1921; Atanasiu, 1928; Băncilă, 1941; Patrulius, 1960; Preda şi Pelin, 1964; Săndulescu, 1969; Grasu, 1971).

După părerea lui Săndulescu (1975), în sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului, faciesul silicolitic al jaspurilor şi radiolaritelor nu se întâlneşte numai în Callovian-Oxfordian, ci există şi jaspuri cretacice, ca cele de sub Masivul Ghilcoş, care ar sta în baza wildflysch-ului, ca şi jaspuri triasice. Cele triasice s-ar afla în două situaţii: jaspuri intercalate cu gresiile seisiene, cum ar fi cele de pe Pârâul Suhardului şi jaspurile de la partea superioară a dolomitelor anisiene, semnalate de Atanasiu (1928) în zona Tulgheş (Pârâul Rupturilor).

Tabelul 3.10. **Fauna Doggerului bucovinic din Sinclinalul Hăşmaş**

Genul, Specia	Băncilă (1941)	Grasu (1971)	Preda (1976)	Grasu şi Turculeţ (1978)
Oxycerites fallax radiatiformis WETZEL		+		
Stefanoceras rectelobatum (HAUER)			+	
Cadomites deslongchampi (d'ORB.)		+	+	
Flabelisphinctes sp.		+	+	
Belemnopsis candiculatus SCHLOTH.	+		+	
Belemnopsis sp.		+		+
Megateuthis giganteus SCHLOTH	+			
Megateuthis sp.				+
Trigonia clavellata PARK.	+			
Modiola imbricata SOW.	+			
Goniomya proboscidea AGASSIZ	+			
Pecten pumilio LAMK.	+			
Pseudopecten aequivalves SOW.	+			
Lima (*Plagistoma*) sp.	+			
Entolium disciformis SCHUL.	+			
Chlamys fibrosus SOW.	+			
Entolium demissum Phill.		+	+	+
Lima sp.		+		
Velata sp.		+		
Isocardia sp.		+		
Modiola gibbosa SOW.		+		
Oxytoma cf. *münsten* BRONN		+		
Modiola cuneata SOW.			+	
Isocardia gibbosa MUNST.			+	
Pholadomya angustata SOW.			+	
Pholadomya murchisoni SOW.			+	
Pholadomya crassa AG.			+	
Pholadomya ovulum AG.			+	
Pholadomya friekensis MOESH.			+	
Goniomya intersectans SMITH.			+	
Pleuromya jurassi BROGN.			+	
Pleuromya decurtata PHILL.			+	
Pleuromya tenuistriata AG.			+	
Pleuromya elongata MUNST.			+	
Gresslya gregaria ZIETEN			+	
Quenstedtia oblita PHILL.			+	
Unicardium cognatum PHILL.			+	
Cymatorhynchia quadriplicata (ZIETEN)	+	+		
Rhynchonella loxia FISCHER	+			
Terebratula sp.	+			
Sphaeroidothyris sphaeroidalis (SOW.)		+	+	
Astarte pulla ROEM				+
Gervillea acuta SOW.				+
Bositra lonchi ROEM				
Anlacothyris haueri SZAN.		+		
Terebratula balinensis SZAN.		+		
Anlacothyris carinata (LAMK.)			+	
Acanthothyris spinosa (SCHLOTH.)			+	
Anlacothyris pala BUCKM.		+		
Monsardithyris rozevauxi ALM.				+
Pseudotubithyris richardsoni (WOODS)				+
Collyrites ovalis LESKE			+	

Încadrarea stratigrafică a jaspurilor s-a făcut, în general, pe criterii geometrice, ele fiind lipsite de faună. Unele argumente de ordin biostratigrafic s-au iden-

tificat doar în sinclinalul Rarăului şi sunt citate de Stănoiu (1967), Matei et al. (1978) şi Dumitrică (în Tomescu şi Săndulescu, 1976). În sinclinalul Hăşmaşului, poziţia geometrică a jaspurilor ni se pare cât se poate de convingătoare pentru încadrarea în Callovian-Oxfordian. Este vorba de situaţia din Muntele Chicera-Tulgheş, unde ele stau peste Dogger şi suportă calcarele roşii cu *acanthicum* din baza Formaţiunii cu *Aptychus,* aparţinând Kimmeridgian-Tithonicului.

Cât priveşte jaspurile triasice intercalate Seisianului, consemnate de Săndulescu, ele sunt probabil o realitate, dar vârsta triasică a celor de peste dolomite, ca şi cea cretacică a celor din baza wildflysch-ului nu credem că poate fi susţinută. Aceasta întrucât cele de sub wildflysch stau evident pe Dogger, cel dintâi având caracter transgresiv, iar jaspurile din Rarău stau aproape în exclusivitate peste dolomite şi totuşi sunt atribuite Callovian-Oxfordianului.

Formaţiunea siltitelor silicolitice. A fost sesizată pentru prima dată în această regiune de către Băncilă (1941) şi separată ca unitate de sine stătătoare sub numele de Strate de Lunca inferioare sau Formaţiunea de Antaluc de către Patrulius (1969, 1976). Pe rînd, formaţiunea în discuţie a fost repartizată stratigrafic, Mediojurasicului (Băncilă, 1941), Callovianului (Oncescu, 1965), Berriasianului (Patrulius et al., 1976), Oxfordian-Kimmeridgianului (Turculeţ şi Grasu, 1965), Callovian-Oxfordianului (Săndulescu, 1968, 1969; Grasu, 1971; Grasu şi Turculeţ, 1973, 1978), Tithonic-Berriasianului (Patrulius et al., 1969), Bathonian-Callovianului inferior (Dinu, 1971) sau Bathonian-Tithonicului inferior (Patrulius et al., 1976).

B.C.U. MEMINESCU IAŞI CAMERA DE GARDĂ

După părerea noastră, ele ar putea reprezenta un facies heteropic al jaspurilor, dar cu caracter mai puţin silicolitic, aşa cum o dovedeşte studiul petrochimic (Grasu et al., 1995), sens în care există şi unele argumente de ordin paleontologic. Astfel, Băncilă (1941) citează din ele fragmente de *Belemnites hastatus* BLAINV., fapt pentru care Oncescu (1965) crede că ele ar putea avea vîrsta calloviană. Din acelaşi complex siltito-silicolitic, Dinu (1971) a recoltat de pe Valea Întunecoasă şi din Dealul Frumos speciile *Bositra buchi* (ROEMER) şi *Silberlingia sanctae-anae* (SMITH). După cum se ştie, specia de *Bositra buchi* este specifică pentru Dogger, dar urcă până în Callovian. Stând sub membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* de vârstă kimmeridgian-tithonică şi peste gresii şi calcaro-gresiile cu *Bositra buchi* (Turculeţ şi Grasu, 1978), se poate considera că Formaţiunea siltito-silicolitică poate fi încadrată cu destulă siguranţă în Callovian-Oxfordian.

Formaţiunea cu Aptychus. Complexul sedimentar cunoscut sub numele de Formaţiunea cu *Aptychus* a fost descris pentru prima dată în Carpaţii Orientali de către Paul (1876) în Rarău şi Herbich (1878) în Hăşmaş. Decenii în şir, această formaţiune nu a fost tratată ca unitate litostratigrafică de sine stătătoare, fiind repartizată de cele mai multe ori Eocretacicului şi plasată structural în baza flişului de Ceahlău. Astăzi este unanim acceptată, şi-n acelaşi timp dovedită, ideea că formaţiunea respectivă reprezintă Neojurasicul şi Eocretacicul seriei bucovinice, echivalent stratigrafic parţial al suitei calcaroase specifică Pânzei de Hăşmaş.

În sinclinalul Hăşmaş, Formaţiunea cu *Aptychus* apare numai pe flancul său estic şi a fost sesizată iniţial, aşa cum am mai menţionat, de către Herbich (1878).

Ulterior, ea a preocupat atât din punct de vedere stratigrafic, cât şi structural pe numeroşi autori printre care trebuie menţionaţi: Preda şi Atanasiu (1925), Băncilă (1941), Patrulius et al. (1962, 1969, 1976), Dinu (1971, 1985), Dinu şi Matei (1972), Turculeţ şi Grasu (1965, 1968), Grasu (1971), Grasu şi Turculeţ (1973, 1978), Săndulescu (1967, 1969, 1972, 1975).

După cum se cunoaşte, depozitele pe care le încadrăm noi în Formaţiunea cu *Aptychus* au suscitat de-a lungul timpului discuţii dintre cele mai controversate. Patrulius et al. (1962, 1969, 1976) consideră că din formaţiunea de pe flancul extern al sinclinalului, de până la 900 m grosime, atribuită Jurasicului superior şi Neocomianului, numai o mică parte poate fi repartizată Stratelor cu *Aptychus*. În cea mai mare parte ea prezintă caractere litologice şi stratonomice net deosebite de Stratele cu *Aptychus* din Alpi; prezenţa singură a aptychilor nu justifică, după el, generalizarea termenului.

Aşadar, în acest complex, autorul separa Formaţiunea de Lunca, cunoscută şi ca flişul calcaros ritmic şi pararitmic, Formaţiunea flişului grezo-calcaros şi calcarenitic şi Formaţiunea cu *Aptychus* s.s. de facies pelagic. Stratigrafic, Formaţiunea de Lunca este atribuită Tithonic-Valanginianului, Formaţiunea cu *Aptychus* Tithonic-Berriasianului, iar flişul grezo-calcaros şi calcarenitic, Hauterivianului. Se susţine apoi faptul că cele două formaţiuni de tip fliş sau prefliş cantonează la diferite nivele patru pachete ale Formaţiunii cu *Aptychus*, respectiv un pachet inferior, unul intermediar, unul mediu şi altul superior care nu ar avea poziţie *in situ*, fiind lambouri de alunecare.

Vis à vis de o asemenea idee, Grasu şi Turculeţ (1973, 1978) susţin existenţa unei serii unice, Formaţiunea cu *Aptychus* s.l., în care separă un membru inferior care include şi nivelul calcarelor roşii de tip *ammonitico rosso* de vârstă kimmeridgian-tithonică şi un membru superior de vârstă neocomiană. În timp ce membrul inferior în sensul autorilor de mai sus corespunde în parte cu Stratele cu *Aptychus* s.str. ale celorlalţi autori menţionaţi şi cantonează speciile de amoniţi, laevaptychi şi lammellaptychi din grupele A şi B în bază şi asociaţiile de tintinnide tithonice în partea superioară, membrul superior include faunele de aptychi cu costulaţie evoluată, retroversă, din grupele C şi D, asociaţiile de tintinnide neocomiene şi exemplarele de *Peregrinella peregrina* (LAMK.), citate de pe Pârâul Brateşului-Dămuc (Grasu, 1971). Autorii exclud din această formaţiune flişul grezo-calcaros şi calcarenitic care, după cum vom vedea, reprezintă, de fapt, o formaţiune aparţinând wildflyschului paratipic (Săndulescu, 1975).

M e m b r u l i n f e r i o r. Partea bazală a Formaţiunii cu *Aptychus* s.l., respectiv membrul său inferior, se dezvoltă larg în zona Tulgheşului, mai precis în Muntele Chicera, iar spre sud la Criminiş şi în bazinele Dămucului şi Trotuşului, pe toţi afluenţii de stânga. În mod obişnuit are peste 300 m grosime, uneori, cum e cazul în Chicera, reducându-se la mai puţin de 100 m.

În Chicera, succesiunea apare deschisă pe pâraiele Bursucăriei şi Chicera, ultimul, afluent al Pintecului, stând peste jaspuri şi suportând aşa-zisele Conglomerate de Chicera de vârstă cretacică (Săndulescu, 1975). Ea începe aici cu calcare roşii şi cenuşii-verzui care amintesc foarte bine litologia Stratelor cu *acanthicum*

din Muntele Ghilcoş. Au fost sesizate iniţial de către Sava Athanasiu (în Atanasiu, 1928) şi studiate ulterior de către Grasu şi Turculeţ (1969). Sunt deosebit de fosilifere, conţinând mai ales amoniţi, laevaptychi, brachiopode şi bivalve. Fauna descrisă de aici de Grasu şi Turculeţ (1969) cuprinde: *Laevaptychus longus* (MEYER), *L. longus* (MEYER) *var. uhlandi* TRAUTH, *Lammellaptychus sparsillamelosus* (GUMB.), *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL), *Physodoceras altenense* (d'ORB.), *Aspidoceras sp.*, *Sowerbyceras cf. loryi* (MUN.-CHALM.), *Sowerbyceras sp.*, *Fontanesiella aff. valentinum* (FONT.), *Taramelliceras cf. trachynotum* (OPPEL), *T. cf. holbeini* (OPPEL), *Streblites frotho* (OPPEL), *Perisphinctes sp.*, *Lytoceras sp.*, *Phylloceras sp.*, *Nucleata nucleata* (SCHLOTH.).

La toată această faună, mult mai târziu, Turculeţ (2004) adaugă noi forme şi anume: *Phyloceras sp.*, *Calliphylloceras cf. benacense* (CATULLO), *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.), *Sowerbyceras sp.* (*gr. S. tietzei* TILL.), *Haploceras sp.* (*gr. H. caractheis subtilior* ZITTEL), *Nebrodites sp.*, *Lithtacoceras sp.* (*gr. L. subburchardti* DONZE et ENAY), *Sutneria cyclodorsata* (MOESCH), *Schaireria sp.*, *Orthaspidoceras sp.*, *Physodoceras cf. altenense* (d' ORB.), *Nebrodites sp.*, *N. aff. peltoides* (GEMM.), *Aspidoceras binodum* (OPPEL).

Microfacial, în calcarele cenuşii-verzui şi roşii-vişinii se observă o abundenţă în resturi de echinoderme, secţiuni prin amoniţi, aptychi şi mai ales piese de *Saccocoma*; întreaga faună indică prezenţa indubitabilă a Kimmeridgianului. Menţionăm că fauna respectivă provine numai din blocuri mari de calcare din versantul nordic al Chicerei, dinspre Pârâul cu acelaşi nume care, probabil, constituie baza Formaţiunii cu *Aptychus*. Formaţiunea cu *Aptychus* prezintă, în Pârâul Bursucăriei, de pe versantul vestic al Chicerei, un abrupt de 80-100 m în care alternează calcare, gresii, uneori brecii şi argile, totul în tonuri cenuşii, verzui sau chiar roşii-violacee.

Fauna descrisă din această succesiune de către Grasu şi Turculeţ include următoarele specii: *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), *L. beyrichi* (OPPEL) *var. longa* TRAUTH, *L. beyrichi* (OPPEL) *var. fractocosta* TRAUTH, *L. cf. rectecostatus* (PET.), *L. aff. inflexicosta* TRAUTH, *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ), *P. monsalvensis* TRAUTH, *P. punctatus* (VOLTZ), *var. divergens* TRAUTH.

Din calcarele cenuşii şi roşii-vişinii cu caracter pelitomorf, sublitografic a fost determinată şi o asociaţie de tintinnide cu: *Calpionella alpina* LORENTZ, *C. elliptica*, *Crassicolaria massutiniana* COLOM, *C. intermedia* DURAND-DELGA. La rândul său, Săndulescu (1975) determină şi el o asociaţie care cuprinde: *Crassicolaria massutiniana* (COLOM), *C. intermedia* (DURAND-DELGA), *C. brevis* REMANE, *Calpionella alpina* LOR. Întrega faună descrisă indică prezenţa în aceste depozite a Kimmeridgianului şi inclusiv a Tithonicului superior.

La Chicera, prezenţa Neocomianului rămâne încă discutabilă, aici lipsind atât termenii petrografici specifici membrului superior, aşa cum se cunosc ei în zona Dămucului şi Trotuşului, cât şi aptychii din grupele C şi D, caracteristici Cretacicului inferior. Cu toate acestea, Săndulescu (1975) citează din calcarele fine, pelitomorfe o asociaţie de tintinnide cu *Calpionellites darderi* (COLOM),

Calpionellopsis oblonga (CAD.), *C. simplex* (COL.) şi *Calpionella alpina* LOR., care, după el, ar fi specifică Berriasianului superior-Valanginianului.

Tabelul 3.11. **Fauna Formaţiunii cu *acanthicum* (Kimmeridgian) şi a Formaţiunii cu *Aptychus* (Tithonic-Neocomian) de la Chicera-Tulgheş**

Genul, Specia	Grasu şi Turculeţ (1969)	Turculeţ (2004)	Săndulescu (1975)
Aspidoceras acanthicum OPPEL	+		
Physodoceras altenense (d'ORB.)	+	+	
Sowerbyceras cf. *loryi* (MUN.-CHALM.)	+		
Fontanesiella aff. *valentinum* (FONT.)	+		
Taramelliceras cf. *trachynotum* (OPPEL)	+		
Taramelliceras cf. *holbeini* (OPPEL)	+		
Streblites frotho (OPPEL)	+		
Perisphinctes sp.	+		
Phylloceras sp.	+		
Nucleata nucleata (SCHLOTH.)	+		
Calliphylloceras cf. *benacense* (CATULLO)		+	
Sowerbiceras tortisulcatum (d'ORB.)		+	
Sowerbiceras tietzei TILL.		+	
Haploceras caractheis subtiliar (ZITTEL)		+	
Nebrodites sp.		+	
Lithacoceras subburchardti (D. et ENAY)		+	
Sutneria cyclodorsata (MOESCH.)		+	
Nebrodites aff. *peltoides* (GEMM.)		+	
Aspidoceras binodum (OPPEL)		+	
Schaireria sp.		+	
Laevaptychus longus (MEYER)	+		
L. longus (MEYER) *var. uhlandi* TRAUTH	+		
Lamellaptychus beyrichi (OPPEL)	+		
L. beyrichi (OPPEL) var. *longa* TRAUTH	+		
L. beyrichi (OPPEL) var. *fractocosta* TRAUTH	+		
L. sparsilamellosus (GUEMB.)	+		
Lamellaptychus cf. *rectecostatus* (PET.)	+		
Lamellaptychus aff. *inflexicosta* TRAUTH	+		
Punctaptychus punctatus (VOLTZ)	+		
Punctaptychus monsalvensis TRAUTH	+		
Punctaptychus punctatus var. *divergens* TRAUTH	+		
Calpionella alpina LORENTZ	+		+
Calpionella elliptica	+		+
Crassicolaria massutiniana COLOM	+		+
Crassicolaria intermedia DURAND - DELGA	+		+
Crassicolaria brevis REMANE			+
Calpionellites darderi (COLOM)			+
Calpionellopsis oblonga (CAD.)			+
Calpionellopsis simplex (COLOM)			+

În zona Criminiş, Formaţiunea cu *Aptychus* aflorează pe interfluviul dintre pâraiele Ţepeşeni şi Telec sub forma unei succesiuni răsturnate de dolomite asociate cu calcare şi argile cenuşii şi roşii-violacee, smulsă din suita normală a flancului extern şi prinsă în formaţiunea de wildflysch. Atanasiu (1928) consideră că succesiunea este constituită din dolomite triasice şi jaspuri callovian-oxfordiene, în timp ce Săndulescu (1975), mult mai târziu, consideră că este vorba de dolomite anisiene urmate de calcare şi jaspuri ladiniene, aparţinînd seriilor transilvane alohtone.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ulterior, Grasu (1973) a dovedit că ceea ce a fost considerat drept jaspuri nu este decât o succesiune de calcare roşii, uşor rubanate şi silicifiate, gresii fine roşiatice şi argilite roşii şi cenuşii-verzui, conţinând o faună din care s-au determinat: *Lamellaptychus sparsilamellosus* (GUEMB.), *L. lamellosus* (PARK.), *L. cf. rectecostatus* (PET.), *Laevaptychus sp.*, *Belemnites sp.* Este neîndoielnic că avem de a face cu faciesul specific Formaţiunii cu *Aptychus*, reprezentând Malmul autohtonului bucovinic, enclava fiind smulsă din succesiunea normală a flancului extern, în urma unui obişnuit proces de alunecare submarină petrecut în timpul sedimentării wildflysch-ului.

În bazinele Trotuşului şi Dămucului, membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* aflorează continuu din pâraiele Rana Mică şi Rana Mare, Valea Strîmbă, Valea Întunecoasă, Antaluc, Covaci, Salamaş, Iavardi şi Pârâul lui Ilie, trecând peste Culmea Fagului şi continuând pe pâraiele Lupului, Brateşului, Arşitei, Mâţului, Guşei până în Pârâul Piciorului.

Petrografic, include cuarţsiltite marnoase, micrite argiloase roşii-vişinii, masive, micrite şi biomicrite, alternând cu argile şi litarenite calcaroase sau microbrecii. Ele cuprind o bogată faună de laevaptychi, lamellaptychi, amoniţi, rari belemniţi şi chiar floră fosilă.

Secvenţele bazale cu calcare verzi şi roşii care conţin amoniţi amintesc Formaţiunea cu *acanthicum* specifică suitei transilvane de la Ghilcoş şi Ciofronca (Grasu, 1972-1973) şi se întâlnesc pe Pârâul lui Ilie, Pârâul Mâţului şi Pârâul Piciorului de unde au şi fost descrişi amoniţi de către Dinu şi Matei (1972), Turculeţ şi Grasu (1968) şi Preda (1973). Fauna de amoniţi este, în general, prost conservată, încât cel mai adesea determinările nu merg decât până la gen. De pe pâraiele amintite autorii respectivi citează: *Phylloceras sp.*, *Glochiceras sp.*, *Protetragonites sp.*, *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.), *Berriasella praecox* SCHN., *Ptychophylloceras feddeni* WAAG., *Simoceras* (*Nebrodites*) *broilii* SCHN., *Simoceras sp.*

Destul de recent, Turculeţ (2004) a reluat în studiu materialul paleontologic recoltat cu ani în urmă din punctele fosilifere amintite, adăugând listei de amonoidee noi taxoni, printre care sunt de reţinut: *Phylloceras sp.* (*gr. Ph. barrabei* COLLIGNON), *Partschiceras sp.*, *Calliphylloceras sp.*, *Holcophylloceras sp.*, *Lytoceras cf. montanum* (OPPEL), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'ORB.), *Pseudolissoceras cf. planiusculum* SPATH, *Glochiceras pseudocarachteis* (FAVRE), *Lytogyroceras aff. strictum* (CATULLO), *Dalmasiceras cf. pseudogenitor* NIKOLOV, *D. cf. subprogenitor* NIKOLOV.

Din acelaşi nivel aparţinînd membrului inferior, în special de pe pâraiele Arşiţei şi Brateşului din bazinul Dămucului, Turculeţ (2004) descrie şi o floră fosilă cu taxonii următori: *Sphenopteris sp.*, *S. compacta* SAPORTA, *S. cf. litographica* BARALE, *Alethopteris sp.*, *Cycalacis sp.* (*Cycalacis saportae* BARALE), *Rhabdotaenia sp.*, *Zamites feneonis* (POMEL), *Zamites sp.* (*Z. fenonis* POMEL), *Sphenobaiera sp.*, *Brachyphyllum cf. elegans* SAPORTA, *Pagiophyllum cf. creysensis* SAPORTA (tabel 3.12).

Conţinutul în aptychi însă este trăsătura cea mai reprezentativă a acestor

depozite şi atât din bazinul Trotuşului, cât şi al Dămucului, Turculeţ şi Grasu (1965, 1968) au determinat următoarea faună: *Laevaptychus longus* (MEYER), *L. longus uhlandi-rimosus* TURCULEŢ, *L. latissimus* TRAUTH, *L. latissimus* TRAUTH *var. pseudoserioporus* TURC. et GRASU, *L. latus* (PARK.) *var. taxopora* TRAUTH, *L. latobliquus* TRAUTH, *L. longobliquus* TRAUTH., *Lamellaptychus lamellosus* (TRAUTH), *L. beyrichi* (OPPEL), *L. beyrichi* (OPPEL) *var. fractocosta* TRAUTH, *L. beyrichi* (OPPEL) *var. undocosta* TRAUTH, *L. rectecostatus* (PET.), *L. aff. cuneiformis* (ROUSS), *L. inflexicosta* TRAUTH, *L. inflexicosta* TRAUTH *var. lata* TRAUTH, *L. carpathicus* TURCULEŢ, *L. sparsilamellosus* (GUEMB.), *L. submortilleti* TRAUTH, *L. gillieroni* TRAUTH, *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ).

Din calcarele pelitomorfe situate în partea terminală a membrului inferior, Săndulescu (1975) citează o asociaţie de tintinnide specifică, după el, Tithonicului superior. Ea cuprinde: *Crassicolaria massutiniana* (COLOM), *C. brevis* REM., *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CADISCH.

M e m b r u l s u p e r i o r. Aşa cum am consemnat încă de la început, Formaţiunea cu *Aptychus* trece şi în Neocomian, prin ceea ce s-a separat ca membru superior, distinct din punct de vedere litologic şi faunistic. Cu o grosime de 150-200 m el este net diferit faţă de cel inferior şi relativ monoton din punct de vedere petrografic. Lipseşte la Criminiş şi Chicera, dar aflorează larg, cu trăsăturile sale specifice, pe pâraiele Covaci, Salamaş, Brateşului, Arşiţei, ca şi în aval de confluenţa Pârâului Guşei cu Dămucul.

Tabelul 3.12. **Conspectul faunei şi a paleoflorei din Formaţiunea cu *Aptychus* (bazinul Dămuc şi Trotuş)**

Genul, Specia	Turculeţ şi Grasu (1965, 1968, 1978)	Turculeţ (2004)	Alţi autori*)
Membrul inferior			
Sowerbyceras tortisulcatum (d'ORB.)			+
Berriasella praecox SCHN.			+
Ptychophylloceras feddeni WAAG.			
Simoceras (*Nebrodites*) *broilei* SCHN.			+
Simoceras sp.			+
Protetragonites sp.			+
Glochiceras sp.			+
Glochiceras pseudocarachteis (FAVRE)			+
Phylloceras barrabei COLLIGNON		+	
Partschiceras sp.		+	
Lytoceras cf. *montanum* (OPPEL)		+	
Protetragonites guadrisulcatus (d'ORB.)		+	
Pseudolissoceras cf. *planiusculum* SPATH		+	
Lytogyroceras aff.*strictum* CATULLO		+	
Dalmasiceras cf. *pseudogenitor* NIKOLOV		+	
Dalmasiceras cf. *subprogenitor* NIKOLOV		+	
Laevaptychus longus MEYER	+		
Laevaptychus latissimus TRAUTH	+		
Laevaptychus latus (PARK.) var. *Taxopora* TR.	+		
Laevaptychus latissimus TR. Var. *pseudoserioporus* TURC. et GRASU	+		
Laevaptychus latobliquus TRAUTH	+		
Laevaptychus longobliquus TRAUTH	+		
Laevaptychus longus uhlandi-rimosus TURCULEŢ	+		

Tabelul 3.12 (continuare)

Lamellaptychus lamellosus (TRAUTH)	+		
Lamellaptychus beyrichi (OPPEL)	+		
Lamellaptychus beyrichi (OP.) var. *fractocosta* TR.	+		
Lamellaptychus beyrichi (OP.) var. *undocosta* TRAUTH	+		
Lamellaptychus rectecostatus (PET.)	+		
Lamellaptychus aff. *cuneiformis* (ROUSS)	+		
Lamellaptychus inflexicosta TRAUTH	+		
Lamellaptychus carpathicus TURCULEŢ	+		
Lamellaptychus sparsilamellosus (GUEMB.)	+		
Lamellaptychus submortilleti TRAUTH	+		
Lamellaptychus gillieroni TRAUTH	+		
Punctaptychus punctatus (VOLTZ)	+		+
Calpionella alpina LOR.			+
Calpionella elliptica CADISCH			+
Crassicolaria massutiniana (COLOM)			+
Crassicolaria brevis REMANE			
Sphenopteris sp.		+	
Sphenopteris compacta SAPORTA		+	
Sphenopteris cf. *litographica* BARALE		+	
Alethopteris sp.		+	
Cycalacis saportae (BARALE)		+	
Zamites feneonis (POMEL)		+	
Zamites sp.		+	
Brachiphyllum cf. *elegans* SAPORTA		+	
Pagyophyllum cf. creysensis SAP.		+	
Membrul superior			
Berriasella bebrovensis NIKOLOV		+	
Tirnovella berriasensis (HEGARAT)		+	
Lamellaptychus angulocostatus PETERS			+
Lamellaptychus cf. *seranonis* (COQUAND)			+
Lamellaptychus aff. *studeri* (OOSTER)	+		+
Lamellaptychus mortilleti PICT. et LOR.	+		
Lamellaptychus mortilleti PICT. et LOR. var. *retroflexa* TR	+		
Lamellaptychus submortilleti TRAUTH	+		
Lam. submortilleti TR. var. *retroflexa* TRAUTH	+		
Lamellaptychus aplanatus (GILL.)	+		
Lamellaptychus theodosia (DESH.)	+		
Lam. theodosia (DESH.) var *rectangulus* TRAUTH	+		
Lamellaptychus aff. *subdidayi* TRAUTH	+		
Peregrinella peregrina (LAM.)	+		
Calpionella alpina LOR.	+		+
Calpionella elliptica CADISCH	+		+
Tintinnopsella carpathica MURG. et FIL.	+		+
Calpionellopsis thalmani (COLOM)			+
Crassicolaria parvula REMANE			+
Tintinopsella longa (COLOM)			+
Calpionellites darderi (COLOM)			+
Calpionellopsis simplex (COLOM)			+
Stomiosphaera minutissima (COLOM)			+
Cadosina fusca WAHNER			+

*) Patrulius et al. (1962, 1969, 1976); Dinu şi Matei (1972); Preda (1973); Săndulescu (1975)

Petrografic, este caracterizat de o alternanţă de marne cuarţsiltito-muscovitice în plachete, cu micrite argiloase cu aspect de calcare pelitomorfe, sublitografice şi rar litarenite calcaroase; plasticitatea ridicată face ca, adesea, aceste roci să fie strâns microcutate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fauna acestor depozite cuprinde aptychi evoluaţi din grupele C şi D, specifici Cretacicului bazal, respectiv Neocomianului. Asociaţia determinată de Turculeţ şi Grasu (1968) în bazinele Trotuşului şi Dămucului, cuprinde următoarele specii: *Lamellaptychus mortilleti* PICT. et LOR., *L. cf. studeri* (OOSTER), *L. mortilleti* PICT. et LOR. *var. retroflexa* TRAUTH, *L. submortilleti* TRAUTH, *L. submortilleti* TRAUTH *var. retroflexa* TRAUTH, *L. aplanatus* (GILL.), *L. theodosia* (DESH.), *L. theodosia* (DESH.) *var. rectangulus* TRAUTH, *L. aff. subdidayi* TRAUTH. Vârsta neocomiană a membrului superior este argumentată şi de identificarea de către Grasu (1971), în nişte microbrecii de pe Pârâul Brateşului, a unor fragmente, dar şi valve întregi, de *Peregrinella peregrina* (LAM.).

De pe Pârâul Salamaş, Turculeţ (2004) citează impresiuni de *Taeniopteris*, iar de pe Pârâul Arşiţei speciile de amoniţi *Berriasella bebrovensis* NIKOLOV şi *Tirnovella berriasensis* (Le HEGARAT). Asociaţiile de tintinnide completează şi ele conţinutul faunistic al acestor depozite, confirmând la rândul lor vârsta neocomiană, în general. Au fost citate până în prezent: *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *Tintinopsella carpathica* MURG. et FIL., *T. longa* (COLOM), *Calpionellopsis thalmani* (COLOM), *C. oblonga* (CADISH), *C. simplex* COLOM (Turculeţ şi Grasu, 1968; Săndulescu, 1975), *Crassicolaria parvula* REMANE, *Calpionellites darderi* (COLOM).

3.3.2.5. Formaţiunile cretacice

În autohtonul bucovinic, suita calcaro-marnoasă specifică Formaţiunii cu *Aptychus*, acumulată în vremea Jurasicului superior şi Neocomianului, a fost urmată de o sedimentare siliciclastică având parţial caracter ruditic, reprezentând două episoade transgresive şi anume: Wildflysch-ul barremian-albian şi Conglomeratele de Bârnadu, postectonice, revenind Vraconian-Cenomanianului. Aşa cum vom avea ocazia să consemnăm, există şi autori după care, în sectorul Tulgheş-Hăşmaş al zonei cristalino-mezozoice, sedimentarea în domeniul bucovinic s-ar fi încheiat cu un ultim ciclu, aparţinând Turonian-Senonianului.

***Barremian-Albian* - Wildflysch-ul.** Transgresiv peste toţi termenii bucovinici, de la soclul cristalin şi până la Formaţiunea cu *Aptychus*, se dispune complexul sedimentar al wildflysch-ului. Aşa cum am menţionat deja în capitolul de litostratigrafie, acesta se separă într-un wildflysch tipic şi un altul paratipic, ultimul descris ca având trăsături de fliş; acestea lipsesc în profilul analizat de noi pe Pârâul Vetei, pe care le-am considerat ca fiind acumulate într-un domeniu de şelf afectat periodic de furtuni.

Cele mai obişnuite roci ale wildflysch-ului paratipic sunt argilele, marnele şi gresiile. Argilele şi marnele sunt cenuşii-negricioase, nisipoase, micacee şi cu stratificaţie în plachete subţiri. Gresiile intercalate sunt de asemenea muscovitice, uneori cu laminaţie convolută. Gresiile sunt asociate deseori cu brecii şi microbrecii în strate de 10-20 cm. Asemenea depozite aflorează larg spre gura Bicăjelului, înainte de intrarea în chei, ca şi în amonte, în lungul Pârâului Vetei; faciesul respectiv se mai întâlneşte apoi şi pe flancul extern, pe afluenţii de stânga ai Trotuşului şi Dămucului şi corespunde, după părerea noastră, cu ceea ce

Patrulius et al. (1969) au separat sub numele de Flişul grezo-calcaros şi calcarenitic. Analiza petrografică pe care am facut-o asupra flişului paratipic de pe Pârâul Vetei (bazinul Bicăjelului) indică, după cum am văzut deja, similitudini clare cu ceea ce s-a separat drept fliş grezo-calcaros şi calcarenitic de către diverşi autori.

Există dovezi (Grasu şi Turculeţ, 1978) că acesta este legat, de fapt, de Formaţiunea de wildflysch aşa cum reiese atât din analiza lucrărilor mai vechi (Băncila, 1941), cât şi a celor mai recente (Săndulescu, 1975). Băncilă a separat în această zonă, în baza Cretacicului, un pachet de marne fosilifere cu impresiuni de plante şi rare forme de *Orbitolina lenticularis* pe pâraiele Covaci, Banu şi Salamaş, asociate cu gresii şi strate subţiri de calcare. Asemenea depozite sunt separate şi de Săndulescu (1975) care le-a considerat un litofacies paratipic al wildflyschului; el menţionează poziţia lor la diferite nivele în wildflysch-ul tipic, dar şi cazuri în care stau în baza lui. Apropierea acestor depozite de faciesul wildflyschului este consemnată de însăşi Patrulius (1969), care menţionează că flişul calcaros şi calcarenitic mai cuprinde, în afară de marne, brecii, microbrecii, conglomerate cu elemente de calcare şi şisturi cristaline şi chiar „conglomerate tilloide", cu blocuri de calcare, unele de mari dimensiuni. Baltreş şi Brustur (1973) menţionează caracterul fosilifer al acestor depozite pe Pârâul Covaci, unde prezintă impresiuni de plante şi amoniţi. Este acelaşi punct semnalat anterior de Băncilă (1941) de unde autorii au determinat speciile de *Phyloceras sp.*, *Hamulina alpina* d'ORB., *Barremites cf. charrierianus* d'ORB., *Holcodiscus sp.*, ca şi impresiuni de *Sequoia* şi *Gleichenia* ce indică o vârstă barremiană. Din acelaşi punct, Grasu şi Turculeţ (1978) au determinat forma de *Euphylloceras aff. quettardi* (RASP.). Prezenţa speciei de *Lamellaptychus angulocostatus*, citată de Patrulius, pare să ridice unele probleme asupra vârstei acestor depozite, dar se pare că forma respectivă caracterizează intervalul Neocomian până în baza Barremianului.

Wildflyschul tipic se evidenţiază ca o categorie litologică aparte prin trăsăturile stratonomice şi tectofaciale specifice, rezultate dintr-o sedimentare care s-a făcut în condiţii de instabilitate şi în urma unor active alunecări gravitaţionale. Comportă un fond de argile lipsite de stratificaţie, deseori puternic contorsionate, în masa cărora se găsesc incorporate haotic olistolite de roci preexistente, mai mult sau mai puţin competente, aparţinând atât autohtonului bucovinic, cât şi seriilor alohtone ale Pânzei de Hăşmaş. Wildflysch-ul tipic, respectiv argilele cu blocuri, ocupă mai ales axul sinclinalului, aflorând şi pe flancuri. Stratigrafic, Atanasiu (1928) încadra depozitele de wildflysch în Apţian, citând din asemenea depozite de pe Valea Stânei următoarea faună: *Orbitolina sp.*, *Eugyra pusila* KOB., *Placocoenia pluricostata* DIETRICH, *Cryptocoenia picteti* KOBY, *Cyatophora pigmaea* VOLTZ, *Cyatophora regularis* FROM., *Favia sp.*, *Hydnophora crassa* FROM., *Polyphyllastraea sp.*, *Latusastraea exignis* FROM., *Serpula filiformis* SOW., *Favia hemisphaerica* FROM.

După primele semnalări făcute de Atanasiu (1928) şi Băncilă (1941), fauna descrisă din formaţiunea de wildflysch s-a îmbogăţit continuu. O primă listă o datorăm lui Noszky (1950, în Săndulescu, 1975) care, din zona Piatra Luciului,

citează o asociaţie care cuprinde: *Rhynchonella bertheloti* KILIAN, *Nucula pectinata* SOW. *var. caucasica* MORD., *N. cf. compressa* SOW., *Arca neocomiensis* d'ORB., *A. aff. moreana* d'ORB., *A. cf. securis* d'ORB., *A. raulina* d'ORB., *Trigonia undaticostata* SEGU., *T. fittoni* DESH., *T. cf. diverticulata* d'ORB., *T. aff. ornata* d'ORB., *Venicicardia cf. abtruncata* STOL., *Astarte cf. numismalis* d'ORB., *A. cf. laticosta* DESH., *A. cf. incrassata* BR., *Opis cf. mayoiri* PICT. et CAMP., *Isocardia sp.*, *Corbis cordiformis* (d'ORB.) LEYM., *Cardium cf. lelegardense* PICT. et RENEV., *C. aff. coniacium* d'ORB., *Cyprina cf. ligeriensis* d'ORB., *C. aff. forbesiana* d'ORB., *Venus vassiacensis* d'ORB., *Cytherea cf. intersisa* STOL., *Panopea schroederi* WALL., *P. elongatostriata* NOSZ., *Corbula striatula* SOW., *C. aff. parvula* STOL., *Pinna cf. sulcifera* LEXN., *Gervillea anceps* DESH., *Lima duphiniana* d'ORB., *Pecten sp. aff. raduleides* STOL., *Janira atava* ROEMER, *J. neocomiensis* d'ORB., *J. cf. matheroniana* LOR., *J. corneta* d'ORB., *Plicatula placunea* LAM., *Spondylus cf. coquandianum* d'ORB., *Ostrea sp. aff. carinata* LAM., *O. tuberculifera* KOCH, *Mytilus cf. lanceolatus* SOW., *Phasianella conula* STOL., *Solarium cf. duphiniana* d'ORB., *Cerithium neocomiensis* d'ORB., *Chenopus aff. calcaratus* SOW., *Anochura carinata* MONT., *Lathyrus aff. gracilis* BULLA., *Lytoceras sp.*, *Cicatrites sp.*, *Phylloceras sp.*, *Desmoceras difficile* d'ORB., *Pulchellia pulchellis* d'ORB.

Din malurile stâng şi drept ale Bicăjelului, înainte de intrarea sa în chei, acelaşi autor a mai determinat următoarele specii: *Orbitolina conica* GRAS., *Serpula sp.*, *Rhynchonella rostrata* SOW., *var. difformis* LEYM., *R. multiformis* ROEMER *var. ardesica* JSCOB, *R. aff. renauxiana* d'ORB., *Terebratula robertoni* ARCH., *T. cf. dutempleana* d'ORB., *Corbis cordiformis* (d'ORB) LEYM.

Din valea Bicazului, mai precis din fereastra tectonică din Cheile Mari, imediat în aval de tunel, Patrulius (1960) menţionează: *Neithea atava*, *Coronatica aptiensis*, *Pseudocidaris crispicans*, *Petastes stellulatus*, *Goniopygus peltatus* şi *Codiopsis lorini*. Din aceleaşi depozite de tip wildflysch de pe Pârâul Oii şi anume din gresii, care după autori conţin fosile prost conservate, Preda şi Pelin (1963) au determinat formele: *Neohibolites ewaldi* (STROMBECK), *N. minimus var. obtusus* STOLEY şi *N. minimus var. oblongus* STOLEY.

Pe Pârâul Oii, wildflysch-ul include conglomerate care par să se diferenţieze de cele cenomaniene de Bârnadu. Ele prezintă frecvente treceri la alte categorii de roci. Liantul lor este constituit dintr-o gresie calcaroasă foarte dură. Raportul dintre liant şi galeţi variază foarte mult, de la conglomerate tipice la paraconglomerate şi chiar la gresii. Acestea prezintă intercalaţii de gresii slab cimentate, cu aspect marnos, probabil din categoria wacke. Apar şi intercalaţii de calcare grezoase foarte dure cu abundente gasteropode şi bivalve, luând pe alocuri tentă de lumaşele; fauna cuprinde forme cu testul gros, robust, specifice faciesurilor recifale, printre care exemplare de *Toucasia, Requenia* şi *Nerinea*.

Din gresiile slab cimentate de pe Pârâul Oii, versantul drept, la Izvorul lui Paleu, Turculeţ şi Grasu (1965) au identificat şi determinat următoarea faună: *Avicula anomala* (SOW.), *A. aff. gaultina* WOODS, *Gervillea sp.*, *Chlamys elongatus* LAMARCK, *Entolium laevis* NILSS., *Lima fittoni* d'ORB., *L. cf.*

gaultina WOODS, *Anomia laevigata* (SOW.), *Astarte omalioides* WOODS, *Opis sabaudeana* d'ORB., *Crassatella aff. vindinensis* d'ORB., *Protocardia anglica* WOODS, *Protocardia sp.*, *Cyprimeria faba* (SOW.), *Tethironia minor* (SOW.), *Pharus sp.*, *Euchrysalis laubeana* GEINITZ, *Turritella aff. vibrayana* d'ORB., *T. ckirsteni* GEINITZ, *Cerithium sexangulum* ZEK., *Aporrhais sp.*, *Bulla tombeckiana* PICT. et RENEV., *Neohibolites sp.*, *Serpula cf. macropus.*

Din calcarele grezoase dure, Grasu (1971), a mai recuperat ulterior o asociaţie care cuprinde: *Toucasia carinata* MATHERON, *T. carinata* MATH. *var. compressa* PAQUIER, *Requenia griphoides* MATHERON, *Pachytraga aff. lapparenti* PAQUIER, *Lima rauliniana* d'ORB., *Isognomon raulinianus* d'ORB., *Nerinea vogtiana de* MORTT., *Diptyxis aff. anormalis* PCEL., *Diptyxis sp.*, *Phaneroptyxis cf. pellati* COSSM., *P. aff. anguillina* (C. et B.), *P. aff. anguillina* (C. et B.), *Matheronia sp.*, *Natica sp.*, *Rhynchonella sp.*

În urma studiului micropaleontologic pe mai multe profile de wildflysch din sinclinalul Hăşmaşului, Săndulescu (1969) a reuşit să determine următoarea asociaţie: *Trocholina cf. fribourgensis* GUILL. et REICH., *T. paucigranulata* MOULL., *Hedbergella planispira* (TAPAN), *H. trochoidea* (GANDOLFI), *Hedbergella infracretacea* (GLAESNER), *Plectocurvoides alternans* GEROCH, *Haplophragmoides gigas minor* NAUS., *H. concavus* (CHAP.), *Textularia foeda* REUSS, *Arebulimina chapmanii* (CUSH).

Tabelul 3.13. **Macrofauna şi microfauna depozitelor cretacice de wildflysch din Sinclinalul Hăşmaşului**

Genul, Specia	Noszky (1950)	Preda şi Pelin (1963) Todiriţă şi Preda (1978)	Turculeţ şi Grasu (1968, 1978) Grasu (1971) Turculeţ (2004)	Alţi autori *)
Desmoceras difficile d'ORB.	+			
Pulchellia pulchellis d'ORB.	+			
Phylloceras sp.	+			
Lytoceras sp.	+			
Hamulina alpina d'ORB.				+
Barremites cf. *charrieromus* d'ORB.				+
Holocodicus sp.				
Euphylloceras aff. *quettardi* (RASP.)			+	
Neohibolites ewaldi (STROMBECK)		+		
Neohibolites minimus var. *obtusus* STOLEY		+		
Neohibolites minimus var. *oblongus* ST.		+		
Neohibolites sp.				+
Lamellaptychus angulocostatus PETERS				+
Rhynchonella bertheloti Kilian	+			
Rhynchonella rostrata SOW. var. *difformis* LEYM.	+			
Rhynchonella multiformis ROEMER var. *ardescica* JACOBS	+			
Rhynchonella renauxiana d'ORB.	+			
Terebratula robertoni ARCH.	+			
Terebratula cf. *dutempleana* d'ORB.	+			
Nucula pectinata SOW. var. *caucasica* MORD.	+			
Nucula cf. *compressa* SOW.	+			
Arca neocomiensis d'ORB.	+			
Arca cf. *moreana* d'ORB.	+			
Arca cf. *securis* d'ORB.	+			

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.13 (continuare)

Arca raulina d'ORB.	+			
Trigonia undaticostata SEGU.	+			
Trigonia fittoni DESH.	+			
Trigonia cf. *diverticulata* d'ORB.	+			
Trigonia aff. *ornata* d'ORB.	+			
Venicicardia cf. *abtruncata* STOL	+			
Astarte cf. *mumismalis* d'ORB.	+			
Astarte cf. *laticostata* DESH.	+			
Astarte cf. *incrassata* BR.	+			
Opis cf. *mayoiri* PICT. et CAMP.	+			
Corbis cordiformis d'ORB. (LEYM.)	+			
Cardium cf. *telegardense* PICT. et RENEV.	+			
Cardium aff. *coniacium* d'ORB.	+			
Cyprina aff. *liceriensis* d'ORB.	+			
Cyprina aff. *forbesiana* d'ORB.	+			
Venus vassiacensis d'ORB.	+			
Cytherea cf. *intersita* STOL.	+			
Panopea schroederi WALL.	+			
Panopea elongatostriata NOSZ.	+			
Corbula striatula SOW.	+			
Corbula aff. *parvula* STOL.	+			
Pinna cf. *sulcifera* LEXN.	+			
Gervillea anceps DESH.	+			
Lima duphiniana d'ORB.	+			
Pecten aff. *raduleides* STOL.	+			
Janira atava ROEMER	+			+
Janira neocomiensis d'ORB.	+			
Janira cf. *matheroniana* LOR.	+			
Janira corneta d'ORB.	+			
Plicatula placunea LAMK.	+			
Spondylus cf. *coquandianum* d'ORB.	+			
Ostrea aff. *carinata* LAMK.	+			
Ostrea tuberculifera KOCH.	+			
Mytilus cf. *lanceolatus* SOW.	+			
Phasianella conula STOL.	+			
Solarium cf. *duphiniana* d'ORB.	+			
Cerithium neocomiensis d'ORB.	+			
Chenopus aff. *calcaratus* SOW.	+			
Anochura carinata MONT.	+			
Lathyrus aff. *gracillis* BULLA	+			
Avicula anomala (SOW.)			+	
Avicula aff. *gaultina* WOODS			+	
Chlamys elongatus LAMARCK			+	
Entolium laevis NILSS.			+	
Lima fittoni d'ORB.			+	
Lima cf. *gaultina* WOODS			+	
Anomia laevigata SOW.			+	
Astarte omalioides WOODS			+	
Opis sabaudeana d'ORB.			+	
Crassatella aff. *vindinensis* d'ORB.			+	
Protocardia anglica WOODS			+	
Protocardia hillana SOW.			+	
Cyprimeria farba (SOW.)			+	
Tethironia minor (SOW.)			+	
Toucasia carinata MATHERON			+	
Toucasia carinata MATH. var. *compressa* PAQ.			+	
Requenia griphoides MATH.			+	
Pachytraga aff. *lapparenti* PAQUIER			+	
Lima rauliniana d'ORB.			+	
Isognomon raulinianus d'ORB.			+	

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.13 (continuare)

Cucullaea fittoni PICT. et CAMP.			+	
Matheronia lovcensis compressa AT.-DELT.			+	
Euchrysalis laubeana GEINITZ			+	
Cerithium sexangulum ZEK.			+	
Bulla tombekiana PICT. et RENEY.			+	
Nerinea vogtiana MORT.			+	
Diptyxis aff. *anormalis* PCEL.			+	
Phaneroptyxis cf. *pellati* COSSM:			+	
Phaneroptyxis aff. *anguillina* (C. et B.)			+	
Natica bulbiformis d'ORB.		+		
Neoptyxis astrachanica (RHB.)		+		
Diptyxis csaklyana (HERB.)		+		
Plessioptygmatis paillettei (d'ORB.)		+		
Nerinea aff. *vogtiana* d'ORB.		+		
Haustator pitniakensis PCEL.		+		
Itieria acteonelliformis PARONA		+		
Sculpturea vogtiana (MORT.)			+	
Trochoptygmatis crimica PCEL.			+	
Diptyxis alsusensis PCEL.			+	
Phaneroptyxis aff. *neumayeri* (CHOFFAT)			+	
Pseudomelania cf.*jaccardi* PICT. et CAMP.			+	
Pseudoglauconia strombiformis (SCHL.)			+	
Elegantella cf. *conoidalis* PCEL.			+	
Coronatica aptiensis				+
Pseudocidaris crispicans				+
Pitastes stellulatus				+
Goniopygus peltatus				+
Codiopsis lorini				+
Eugyra pusila KOB.				+
Placocoenia pluricostata DIETRICH				+
Cryptocoenia picteti KOBY				+
Cyatophora regularis FROM.				+
Hydnophora crassa FROM.				+
Latusastraea exignis FROM.				+
Favia hemisphaerica FROM.				+
Serpula filiformis SOW.	+			+
Serpula cf. *macropus*			+	
Orbitolina lenticularis d'ORB.			+	+
Orbitolina conica GRAS.	+		+	+
Trocholina cf. *fribourgensis* G. et R.				+
Trocholina paucigranulata MOULL.				+
Hedbergella planispora (TAPAN)				+
Hedbergella trochoidea (GRANDOLFI)				+
Hedbergella infracretacea (GLAESNER)				+
Plectocurvoides alternans GEROCH.				+
Haplophragmoides gigas minor NAUS.				+
Haplophragmoides concavus (CHAP.)				+
Textularia poeda REUSS				+
Arebulimina chapmani (CUSHM.)				+
Sequoia sp.				+
Gleichenia sp.				+

*) Atanasiu (1928); Patrulius (1960, 1969); Jana Săndulescu (1969); Baltreş şi Brustur (1973)

Depozitele cretacice de pe Pârâul Oii au continuat să intereseze, astfel că din punctele fosilifere deja amintite, ca şi din depozite similare din Jgheabul Cherecului, Todiriţă şi Preda (1978) au determinat o asociaţie de gasteropode cu: *Natica bulbiformis* d'ORB., *Neoptyxis astrachanica* (RHB.), *Diptyxis csaklyana*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(HERB.), *Plessioptygmatis paillettei* (d'ORB.), *Nerinea aff. vogtiana* d'ORB., *Haustator pitniakensis* PCELN., *Itieria acteonelliformis* PARONA, *Cryptoplocus sp.*, *Aphaneroptyxis sp.*, *Purpuroidea sp.* Foarte recent, Turculeţ (2004) face cunoscută o nouă listă de faună din aceleaşi calcare grezoase dure, de pe Pârâul Oii, în care domină gasteropodele. Asociaţia cuprinde: *Protocardia sp.*, *Cucullaea sp.* (*Cucullaea fittoni* PICT. et CAMP.), *Matheronia lovcensis compressa* AT.-DELT., *Sculpturea vogtiana* (MORTILLRT), *Trochoptygmatis sp.* (*Tr. crimica* PCEL.), *Diptyxis albusensis* PCEL., *D. anormalis* PCEL., *Campichia sp.*, *Phaneroptyxis aff. neumayeri* (CHOFFAT), *Phaneroptyxis sp.*, *Pseudomelania cf. jaccardi* PICT. et CAMP., *P. strombiformis* (SCHL.), *Elegantella cf. conoidalis* PCEL.

Este de menţionat că întreaga faună citată din depozitele cretacice de pe Pârâul Oii se înscrie stratigrafic din Barremian până în Cenomanian, având cea mai mare frecvenţă în Apţian şi Albian. În consecinţă, contrar părerii exprimate de Todiriţă şi Preda (1978) care le atribuie Cenomanianului, sincrone cu Conglomeratele de Bârnadu, postectonice, noi considerăm că ele se înscriu în intervalul acordat obişnuit wildflyschului, respectiv Barremian-Albianului.

Klippele de calcare înglobate wildflysch-ului. După cum este cunoscut, atât în wildflysch-ul paratipic, cât mai ales în cel tipic sunt remaniate, deopotrivă, roci din autohtonul bucovinic, dar şi din seriile transilvane, alohtone. Cele mai frecvente sunt olistolitele calcaroase cu dimensiuni de la câţiva centimetri până la mici masive ce pot depăşi chiar 10.000 m^3 (Săndulescu, 1975).

Cele care depăşesc 15-20 m^3 sunt incluse în categoria aşa-numitelor *klippe* sedimentare. Cele mai frecvente se găsesc pe flancul extern, mai ales pe „Creasta" Dămucului, în bazinele Lapoşului, Telecului, Bicăjelului şi Trotuşului. O inventariere a acestor klippe de calcare a fost încercată de către Patrulius et al. (1969) în wildflysch-ul din bazinul Trotuşului, autori care menţionează:

a) în bazinul Pârâului Iavardi, calcare roşii fin granulare cu *Saccocoma*, *Globochaete alpina* LOMB., ostracode şi nuclee de amoniţi, probabil kimmeridgiene sau tithonic inferioare;

b) pe creasta dintre Salamaşul Mare şi Salamaşul Mic calcare neojurasice cenuşii cu belemniţi, *Holcophylloceras sp.*, *Terebratula moravica* GLOCKNER, *T. aff. formosa* SUESS, *Nucleata aliena (OPPEL)*;

c) în bazinul Pârâului Iavardi calcare urgoniene roşcate, bioclastice, cu corali, pachiodonte, *Orbitolinopsis*, *Coptocampylodon fontis* PATR., alge precum *Munieria baconica* DECKE, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT şi *Bacinella irregularis* RADOICIC;

d) pe pâraiele Rana Mare şi Iavardi calcare urgoniene cenuşii cu corali, pachiodonte şi alge, precum *Chaetetopsis zonata* PATR. şi *Chaetetopsis favrei* (DENINGER).

Studiul microfacial executat de către Săndulescu (1975) a demonstrat că, în majoritatea lor, aceste klippe sunt de vârstă tithonică, tithonic-neocomiană şi numai o mică parte urgoniene. Astfel, din 87 de asemenea masive calcaroase înglobate în masa argilo-marnoasă a wildflysch-ului studiate de autor, numai 12 s-au dovedit a fi urgoniene, restul revenind Tithonicului şi Tithonic-Neocomianului. Este evident

că ele au fost smulse din fruntea Pânzei de Hăşmaş şi înglobate în matricea argiloasă a wildflysch-ului, contemporan procesului de şariaj.

Microfacial, în klippele tithonice, autorul consemnează următoarele resturi organice: *Trocholina alpina* LEUP. et BIGLER, *T. elongata* LEUP. et BIGLER, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Baccinella irregularis* RADOIC., *Microcodium agregatum*. În calcarele tithonic-neocomiene s-au evidenţiat: *Trocholina alpina* LEUP. et BIGLER, *Cayeuxia sp.*, *Salpingoporella sp.*, miliolide, *Nautiloculina sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, *Baccinella irregularis* RADOIC., iar în cele urgoniene *Orbitolina sp.*, *Chaetetopsis zonata* PATR., *Baccinella irregularis* RADOIC., crinoizi, *Nautiloculina sp.*, *Microcodium agregatum*, *Cayeuxia sp.*, *Acicularia sp.*, *Archaeolithothamnium sp.*

Tabelul 3.14. **Conţinutul faunistic şi algal al klippelor de calcare urgoniene însedimentate în wildflysch**

Genul, Specia	Preda şi Pelin (1964)	Patrulius (1969)	Grasu (1971)	Săndulescu (1975)
Requenia ammonia GOLDF.	+		+	
Toucasia carinata MATHERON	+		+	
Agria blumenbachi STUR.	+			
Ichtyosarcolites sp.	+			
Lima sp.			+	
Lima aff. *divaricata* (DUJ.)			+	
Chlamys urgonensis (LORIOL)			+	
Chlamys goldfussi (DESH.)			+	
Neithea aff. *atava* ROEM.			+	
Pyrina incise AGASSIZ			+	
Barbatia marullensis d'ORB.			+	
Lithophaga avellana d'ORB.			+	
Lithophaga praelonga d' ORB.			+	
Lithophaga amygdaloides (DESH.)			+	
Cretrhynchia irregularis (PICTET)			+	
Belbekella gibbsiana (SOW.)			+	
Belbekella cf. *poligona* (d'ORB.)			+	
Belbekella multiformis (ROEM.) var. *rotundicosta* JAC. et FALL.			+	
Terebratila sp.			+	
Orbitolina conoidea-discoidea GRASS			+	
Orbitolinopsis sp.		+		
Coptocampilodon fontis PATR.		+		
Chaetetopsis zonata PATR.		+	+	+
Chaetetopsis favrei (DENINGER)		+		
Munieria baconica DECKE		+		
Lithocodium aggregatum ELLIOT		+		
Baccinella irregularris RADOICIC		+		+
Microcodium agregatum ELLIOT		+		+
Cayeuxia sp.				+
Archaeolithothamnium sp.				+
Acicularia sp.				+

În zona de obârşie a Pârâului Bicăjel, bazinele Lapoşului, Telecului, Valea Stânei sau şaua dintre Hăghieş şi Chicera, klippele calcaroase se înscriu în relief faţă de masa wildflysch-ului, constituind adevăraţi martori de eroziune. Atanasiu (1928) le acorda vârsta apţiană, descriind de sub Hăghieş şi Piatra Runcului o faună cu: *Caprotina sp.*, *Orbitolina sp.*, *Rhynchonella sp.* şi *Eugyra digitata* KOBY. Preda şi Pelin (1964) le consideră, ca şi Atanasiu, de vârstă apţiană, descriind

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

următoarele specii caracteristice Urgonianului: *Requenia ammonia* GOLDF., *Toucasia carinata* MATHERON, *Agria blumenbachi* STUR., *Ichtyosarcolites sp.*, *Gyropleura sp.*, *Polyconites sp.*

După unele observaţii (Grasu, 1971), multe din aceste klippe calcaroase se deosebesc de calcarele urgoniene care se află în succesiunea lambourilor de acoperire ale Pânzei de Hăşmaş, mai ales litologic, dar şi din punct de vedere al conţinutului paleontologic. Din punct de vedere al faunei, se disting varietăţi de calcare cu pachiodonte, bivalve, gasteropode, brachiopode, echinide, crustacei şi chiar viermi, precum şi calcare algolitice.

În bazinul Lapoşului, ca şi pe „Creasta" Dămucului, aceste calcare au oferit o faună din care Grasu (1971) a descris: *Toucasia carinata* MATHERON, *Requenia ammonia* GOLDF., *Chlamys urgonensis* (LORIOL), *C. aff. goldfussi* (DESH.), *Lima aff. divaricata* (DUJ.), *Neithea aff. atava* ROEM., *Barbatia marullensis* d'ORB., *Lithophaga avellana* d'ORB., *L. preaelonga* d'ORB., *L. amygdaloides* (DESH.), *Belbekella gibbsiana* (SOW.), *Pyrina incise* (AGASSIZ) d'ORB., *Terebratula sp.*, *Lima sp.*, *Harpagodes sp.*, *Cretirhynchia irregularis* (PICTET).

În klippele calcaroase din zona de obârşie a Bicăjelului, ca şi în unele din Muntele Lapoşului, se observă frecvente orbitoline din grupul *Orbitolina conoidea-discoidea* GRASS, alături de corali, echinide, bivalve şi rare foraminifere bentonice. Calcarele algolitice sunt pure din punct de vedere chimic, ajungând la peste 99% carbonat de calciu şi în ele se observă frecvente alge, sub forma unor noduli globuloşi, probabil *Chaetetopsis zonata* PATR; asemenea calcare sunt citate în wildflysch-ul de pe clina estică a Muntelui Hăghieş-Tulgheş, care suportă aici Conglomeratele de Bârnadu.

Pe drumul ce duce din Pârâul Lapoş spre cătunul Bârnadu, wildflysch-ul înglobează o serie de klippe calcaroase de o factură cu totul particulară. Este vorba de nişte calcare grezoase, dure, de culoare neagră sau cenuşie, cu frecvente brachiopode şi bivalve. Din aceste calcare provine o faună citată de Grasu (1971) constituită din: *Cretirhynchia irregularis* (PICTET), *Belbekella cf. poligona* (d'ORB.), *B. multiformis* (ROEM.) *var. rotundicosta* IACOB et FALLOT, *Belbekella sp.*, *Lima sp.*

Trebuie să consemnăm faptul că nici o klippă calcaroasă nu depăşeşte ca vârstă Apţianul, deşi au fost autori care le-au considerat apţian-albiene (Pelin, 1967). Dar, după cum se ştie, în Albian, formaţiunile zoogene au făcut loc sedimentelor argiloase din care coralii, foraminiferele, rudiştii şi gasteropodele cu cochilii groase lipsesc cu desăvârşire (Haug, 1921). Lipsa organismelor recifale în vremea Albianului este pusă pe seama schimbărilor climatice induse de tectogeneza mezocretacică (Austrică).

Există în masa wildflysch-ului şi o serie de klippe de o factură petrografică cu totul particulară şi anume megabreciile descrise de către Patrulius et al. (1969) şi Săndulescu (1975). Asemenea masive se pot observă pe „Creasta" Dămucului (Muntele Stînjeni şi Piatra Hotarului), la est de Muntele Hăghieş, la obârşia Bicăjelului, precum şi în bazinul Trotuşului (Pârâul Colţul Mare). Acestea repre-

zintă o aglomerare de blocuri calcaroase de mărimi diverse, uneori de ordinul metrilor cubi, sudate între ele de acelaşi material calcaros mult mai mărunt; destul de rar, alături de calcare de diverse vârste (Jurasic şi Cretacic), se observă şi roci necalcaroase şi chiar diabaze şi melafire. Săndulescu (1975) este de părere că respectivele klippe au fost la origine adevărate grohotişuri submarine formate pe seama seriei calcaroase din Pânza de Hăşmaş aflată în plin proces de şariaj.

***Vraconian-Cenomanianul* - Conglomeratele de Bârnadu.** Reprezintă o formaţiune ruditică post-tectonică dispusă transgresiv atât pe seria Pânzei de Hăşmaş, cât şi pe depozitele autohtonului bucovinic, inclusiv soclul său cristalin. Toţi autorii anteriori au inclus această serie ruditică în formaţiunea de wildflysch, separarea ei ca entitate distinctă şi cu caracter postectonic fiind făcută pentru prima dată de către Săndulescu (1969).

Ele sunt de tip polimictic, cu ciment grezos, argilo-marnos sau chiar calcaros, remaniind roci din ambele serii, atât din autohton, cât şi din pânză. Uneori, elementele remaniate sunt de dimensiuni notabile. Săndulescu (1975) citează în Muntele Ciurgău şi în zona Masivului Munticelu klippe de calcare tithonic-neocomiene şi urgoniene de la 200 la 50.000 m^3. Secvenţele argiloase sunt rare în conglomerate, în schimb ele admit frecvente intercalaţii de gresii. Vârsta lor vraconian-cenomaniană a fost stabilită de către Săndulescu (1969) după o asociaţie microfaunistică care cuprinde următoarele specii: *Rotalipora greenhornensis* (MORROW.), *R. cf. appeninnica* (RENZ), *R. cushmani-turonica* (RENZ.), *Epistomina supracretacea* TAMM., *Spiroplectamina elongata* BARN., *Lenticulina navicula* (d'ORB.), *L. exarata* (HAGEN.), *L. gaultina* (BERTH.), *L. (Astacolus) grata* (REUSS.), *L. subangulata* (REUSS), *L. saxocretacea* BARTENST., *L. gibba* d'ORB., *L. acuta* (REUSS), *L. lepida* (REUSS), *L. secans* (REUSS), *Gavelinella intermedia-flandrini.* Asociaţia a fost determinată dintr-un nivel situat la cca 300 de baza conglomeratelor, care au o grosime totală de 600-700 m şi este specifică Cenomanianului.

Turonian-Senonianul. Existenţa acestui ciclu de sedimentare în sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului a fost presupusă încă de Atanasiu (1928). El a identificat în Muntele Beneş de la izvoarele Bistricioarei un petic de gresii fine, moi, în care jumătate din masa rocii este constituită din cochilii de gasteropode umplute cu acelaşi material grezos; depozitele respective stau transgresiv atât pe cristalin, cât şi pe Triasic. Deşi bogată în indivizi, fauna cuprinde, după Atanasiu, doar două specii: *Itieria* (*Transilvanella*) *abbreviata* PHILIPPI forma joasă şi *Itieria* (*Transilvanella*) *lamarcki* ZECK. forma înaltă. Autorul a considerat, în funcţie de această faună, că la Beneş ne aflăm în prezenţa unei părţi a Turonian-Senonianului în facies de Gosau.

Ulterior, Lupu (1965) face o revizuire a faunei citate de Atanasiu, fiind de părere că depozitele de la Beneş sunt, de fapt, de vîrstă cenomaniană, adică sincrone cu Conglomeratele de Bârnadu.

După observaţiile noastre, peticul de gresii cu *Ituvia* din Muntele Beneş aflorează în şaua dintre cotele 1313 şi 1338 dar, spre surprinderea noastră, apare aici numai o îngrămădire de cochilii ale gasteropodelor respective, bine conservate,

fără însă să se evidenţieze şi roca gazdă semnalată de Atanasiu. Faptul poate fi o dovadă că fauna fosilă respectivă este în zăcământ secundar, posibil adusă aici pe cale torenţială, roca gazdă fiind la origine o gresie moale, uşor dezagregabilă.

În ultimele decenii, fauna de la Beneş a fost studiată de Todiriţă şi Preda (1978), autori care au ajuns la aceeaşi concluzie privind condiţia ei de zăcământ. În afară de formele de *Itruvia*, au mai determinat de aici *Glauconia sp.*, *Aphanoptyxis sp.* şi *Glauconia kefersteini* ZEKELI.

Părerea acestor autori este că peticul de la Beneş reprezintă totuşi Turonianul terminal şi Senonianul, aşa cum a precizat încă din 1928 Atanasiu. Argumentele ar fi următoarele. După ei, este greu de admis în regiunea Beneşului prezenţa Cenomanianului, întrucât, la o distanţă nu prea mare, spre sud, acelaşi etaj este conglomeratic, având o cu totul altă faună decât cea cu itruvii. Pe de altă parte, nu trebuie neglijat faptul că Neocretacicul fosilifer aflorează nu prea departe de regiunea Tulgheşului, şi anume în bazinul Glodu, ceea ce demonstrează că ultimul ciclu de sedimentare din zona cristalino-mezozoică a avut o răspândire cu mult mai mare decât are în prezent. În fine, susţin aceeaşi autori, nu trebuie neglijat faptul că specia de *Itruvia abbreviata*, deşi apare din Cenomanian, se întâlneşte cel mai frecvent în asociaţie cu specii tipic turonian-senoniene, inclusiv în regiunea clasică de la Gosau (Kühn, 1947; Petrovič et al. 1958; Pcelinţev,1953).

3.3.3. Pânza transilvană de Hăşmaş

Formaţiunile sedimentare alohtone din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali aparţin, după cum se ştie, mai multor serii transilvane care constituie tot atâtea pânze, fiecare cu o suită stratigrafică proprie şi având eventual şi ofiolite de vârste diferite.

Se admite, după cum am văzut, că în zona cristalino-mezozoică există un sistem de trei pânze transilvane, respectiv, din interior spre exterior: de Hăşmaş, de Perşani şi de Olt. Pânza de Hăşmaş este cel mai puţin dezmembrată şi mai bine conturată cartografic, situaţie impusă de faptul că este constituită din formaţiuni exclusiv carbonatice, având competenţă ridicată. În sinclinalul Hăşmaşului, pânza cu acelaşi nume aflorează sub formă de lambouri de acoperire, petice de rabotaj şi klippe sedimentare (olistolite); succesiunile cele mai complete caracterizează lambourile de acoperire.

3.3.3.1. Formaţiunile triasice

Prezenţa unor roci şi a unei faune de tipul Stratelor de Werfen este de mult consemnată în regiunea Munţilor Hăşmaş. Herbich (1878) semnalează plăci de calcare la obârşiile pâraielor Ciofronca şi Sec, ultimul situat între Piatra Singuratică şi Hăşmaşul Mare, cu frecvente impresiuni de *Myophoria* şi *Natiria costata* MUNSTER.

Calcarele fosilifere în plăci din wildflysch-ul de la obârşia Pârâului Ciofronca, semnalate de Herbich, au fost ulterior regăsite de către Băncilă (1941), autor care a determinat din ele o faună care cuprinde: *Myophoria costata* ZENK.,

Megalodon triqueter WULF., *Gervilleia modiola* FRECH şi *Natiria costata* MUNSTER.

Tabelul 3.15. **Fauna Triasicului alohton de tip transilvan din Sinclinalul Hăşmaşului**

Genul, Specia	Mojsisovics (1875)	Herbich (1878)	Băncilă (1941)	Grasu (1971, 1972-1973)
Triasic inferior				
Myophoria costata ZENK		+	+	+
Natiria costata MUNSTER		+	+	
Megalodon triqueter WULF.			+	
Gervilleia modiola FRECH			+	
Myophoria cf. *orbicularis* BRONIN				+
Gervilleia exporrecta LEPS.				+
Gervilleia alberthii CREDN.				+
Entolium aff. *discites* (SCHLOTH.)				+
E. discites (SCHLOTH.) var. *microtis* BIT.				+
Pseudomonotis inaequicostata BEN.				+
Turbo rectecostatus HAUER				+
Pleuromya sp.				+
Triasic mediu şi superior				
Daonella lömmelli MOJS.			+	
Monotis substriata HÖRN		+		
Monotis haueri KITTL				+
Ortoceras lateseptum HAUER	+			
Pinacoceras postparma MOJS.	+			
Pinacoceras subsimmetricum MOJS.	+			
Distichites wulfeni MOJS.	+			
Distichites celticus MOJS.	+			
Cladiscites monticola MOJS.	+			
Cladiscites cf. *jurravicus* MOJS	+			
Rachophyllites neojurense (QUENST.)	+			
Parathisbites scaphiliforme (HAUER)	+			
Jovites dacus (MOJS.)	+			

Roci de tipul celor observate de Herbich şi Băncilă la Ciofronca şi Curmătura se mai găsesc şi la obârşia Pârâului Sec, mai precis la Poiana Albă, în zona situată între Hăghimaşul Negru şi Telecul Mare. Aici, în masa argilelor de wildflysch, apar calcare cenuşii-vinete în plăci, diaclazate, asociate cu gresii calcaroase cenuşii, ambele cu caracter micaceu şi cu aspect satinat. Din materialul paleontologic conţinut de aceste roci, Grasu (1971) a determinat: *Myophoria costata* ZENK., *M. cf. orbicularis* BRONN, *Entolium aff. discites* (SCHLOTH.), *E. discites* (SCHLOTH.) *var. microtis* BITTNER, *Natiria costata* MUNSTER, *Turbo rectecostatus* HAUER, *Gervilleia exporrecta* LEPS., *G. alberthii* CREDN., *Gervilleia sp.*, *Pleuromia sp.*, *Pseudomonotis inaequicostata* BENECKE.

S-au mai semnalat olistolite aparţinînd Triasicului inferior în facies de Werfen pe Pârâul Ghermanului, dinspre est de Masivul Munticelu, şi apoi la obârşia pârâului Frunţii, imediat la sud de Piatra Luciului. În ultima din zone, Grasu (1972-1973) a identificat în acelaşi tip de calcare în plăci, diaclazate, o faună cu: *Costatoria costata* ZENK., *Pseudomonotis inaequicostata* BEN., *Pecten discites* (SCHLOTH.), *Gervilleia exporrecta* LEPS. şi *Natiria costata* MUNSTER.

Depozite mediotriasice aparţinînd seriei transilvane alohtone în sinclinalul Hăşmaşului nu sunt cunoscute, în afara celor semnalate de Băncilă (1941), autor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care citează la vest de Masivul Fratele un bloc de calcare grezoase roşii cu *Daonella lömmelli* MOJS. care, probabil, are aceeaşi condiţie olistolitică ca şi rocile specifice Formaţiunii de Werfen.

Triasicul superior alohton a fost citat în această regiune numai în wildflysch-ul de la Curmătura, anume între Piatra Singuratică şi Fratele, ca şi la izvoarele Pârâului Fagului, de către Mojsisovics (1875) care, din nişte calcare roşii, a determinat următoarele forme caracteristice faciesului de Hallstatt: *Ortoceras lateseptum* HAUER, *Pinacoceras postparma* MOJS., *P. subsimmetricum* MOJS., *Cladiscites monticola* MOJS., *C. cf. juvavicus* MOJS., *Distichites celticus* MOJS., *D. wulfeni* MOJS., *Rachophyllites neojurense* (QUENST.), *Parathisbites scaphiliforme* (HAUER), *Jovites dacus* (MOJS.). Din aceeaşi zonă de la Curmătura, Herbich (1878) citează calcare grezoase cenuşii cu *Monotis substriata* HŐRN., iar Grasu (1971) *Monotis haueri* KITTL din nişte plăci de calcare cenuşii, fine, cu caracter lumaşelic.

3.3.3.2. Formaţiunile liasice

În seriile transilvane din zona cristalino-mezozoică, Liasicul este în facies de Adneth. Prezenţa Liasicului de Adneth în sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului a fost semnalată pentru prima dată de către Herbich (1878). Autorul a identificat la Curmătura, mai precis în înşeuarea dintre Fratele şi Piatra Singuratică, pe drumul ce urcă din Pârâul Covaci spre creastă, o ivire de argile roşii, de cca 3 m grosime cu o faună de cephalopode specifică Liasicului de Adneth. Din acest punct, autorul a determinat: *Coroniceras rotiforme* (SOW.), *Coroniceras multicostatum* (SOW.), *Asteroceras stellaris* (SOW.), *Aegoceras althii* HERBICH, *A. adnethicum* HAUER, *Phylloceras cylindricum* SOW., *Nautilus cf. sturi* HAUER, *Aulacoceras liasicum* GŰMBEL.

În anul 1915, Vadasz publică o lucrare în care face cunoscută regăsirea aflorimentului descoperit de Herbich, dar şi identificarea unui nou afloriment, ceva mai la nord de precedentul, pe un mic platou situat la aproximativ 1470 m altitudine.

Fauna descoperită şi determinată de Vadas cuprinde următoarele specii de cephalopode: *Nautilus sturi* HAUER, *N. semistriatus* d'ORB., *Atractites cf. italicus* MENEGHINI, *Prototeuthis acutus* (MULLER), *Belemnites sp.*, *Rhacophillites ürmosensis* HERBICH, *R. transsylvanicus* HAUER *var. dorsoplanata* FUC., *R. lunensis* STEF., *Rhacophillites sp.*, *Phylloceras cylindricum* SOW. *var. bielzii* HERBICH, *P. perşanense* HERBICH, *P. leptophyllum* HAUER, *Phylloceras sp.* (*cf. wahneri*) GEMM., *P. cf. tenuistriatum* MENEGHINI, *P. plicatofalcatum* (STUR.) GEYER, *P. cf. dubium* FUC., *Phylloceras sp.*, *Lytoceras sp.*, *Ectocentrites petersi* HAUER, *Psiloceras cf. megastoma* GUMB., *Aegoceras cf. anisophyllum* WAHNER, *Microderoceras planicosta* (SOW.), *Schlotheimia angulata* SCHLOTH., *S. cf. trapezoidale* SOW., *S. marmorea* OPPEL, *S. cf. charmassei* (d'ORB.), *S. cf. donar WACHNER, Echioceras raricostatoides* VADASZ, *Arietites longidomus* QUENSTEDT, *A. cf. coregonensis* SOW., *Arnioceras mandax* FUC. *var. rariplicata* FUC., *Coroniceras bisulcatus* (BRUG.), *C. sauzeanum* (d'ORB.), *Asteroceras cf. stellaris* (SOW.), *A. cf. turneri* (SOW.),

Arietites sp., *Tmaegoceras crassiceps* POMP. Alături de amonoidee, autorul semnalează şi o serie de foraminifere, printre care *Lagena sp.*, *Glandulina sp.*, *Nodosaria multicostata* d'ORB., *Nodosaria* (*Dentalina*) *sp.*, *Frondicularia sp.*

După Vadasz, punctul fosilifer respectiv n-a mai fost identificat decât de Grasu (1970, 1971). După acesta, el se situează în înşeuarea dintre Piatra Singuratică şi Masivul Fratele, la obârşia Pârâului Sec, pe curba de nivel de 1410 m. A fost găsit după indicaţiile date de Herbich pe poteca ce urcă din Pârâul Covaci spre Curmătura, la câţiva paşi de un izvor cu apă rece, trădat de culoarea roşie şi verde a materialului deluvial. Petrografic, este vorba de argile roşii şi verzi, cu intercalaţii de marne ceva mai consistente şi rare calcare argiloase, fine şi foarte diaclazate. Din aceste roci, Grasu (1970) a determinat următoarea faună: *Aegoceras althii* HERBICH, *A. cf. alutae* HERBICH, *A. cf. albense* HERBICH, *Phylloceras silvestre* HERBICH, *P. aulonotum* HERBICH, *Nautilus austriacus* HAUER, *Cenoceras striatus* (SOW.), *Arietites sp.*, *Aulacoceras sp.*, *Passaloteuthis niger* LIST., *Spiriferina sp.*, *Trochus sp.*, *Pentacrinus* (*Extracrinus*) *laevisutus* POMP. şi frecvente echinide (tabel 3.16). În calcarele roşii, fine şi diaclazate, acelaşi autor a evidenţiat un microbiofacies cu: *Spirillina* (*Involutina*) *liassica* (JONES), *Spirillina sp.*, *Vidalina martana* FARINACCI, *Vidalina sp.*, *Nodosaria sp.*, *Nodosaria cf. mutabilis* TERQUEM, *Frondicularia sp.*, *Globochaete alpina* LOMB., *Lenticulina aff. prima* (d'ORB.), *Dentalina sp.*, apoi ostracode şi microgasteropode.

Deşi Liasicul de Adneth de la Curmătura a fost considerat de mulţi autori *in situ*, situaţia din teren arată fără nici o îndoială condiţia lui olistolitică, presupusă de foarte multă vreme de către Haug (1921, pag. 982) şi mai târziu de către Patrulius (1960). Din punct de vedere stratigrafic, întreaga faună conduce la concluzia că aceste depozite acoperă intervalul Hettangian superior-Lotharingian.

3.3.3.3. Formaţiunile Jurasicului mediu

Am văzut deja din comentariile făcute asupra Doggerului autohton, aparţinând seriei bucovinice, că problemele pe care le ridică Doggerul alohton nu sunt clare. După cum se ştie, prima semnalare a unor depozite cu faună doggeriană în sinclinalul Hăşmaşului a fost făcută de către Herbich încă din 1867 (Herbich, 1878, pag. 128) în calcarele cenuşii negricioase oolitice din zona Lacului Roşu.

Fauna descrisă de Herbich (1878) cuprinde următoarele specii: *Belemnopsis canaliculatus* (SCHLOTH.), *Phylloceras kudernatschi* HAUER, *Holcophylloceras mediteraneum* (NEUM.), *Partschiceras subobtusum* (KUD.), *Oppelia fusca* QUENST., *Cosmoceras ferrugineum* OPPEL, *Morphoceras dimorphum* (d'ORB.), *Siemiradzkia aurigera* (OPPEL), *Siemiradzkia procera* (SEEB.), *Cadomites rectelobatum* (HAUER), *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOW.), *Terebratula dorsoplicata* SUESS, *Terebratula sp.*, *Aulacothyris carinata* (LAMARCK), *Acanthothyris spinosa* (SCHLOTH.), *Heimia ferri* (DESLONG.), *Pleurotomaria granulata* SOW., *Modiola cuneata* SOW., *Trigonia clavellata* PARK., *Isocardia gibbosa* MUNSTER, *Pholadomya murchisoni* SOW., *Ph. crasssa* AGASSIZ, *Ph. ovulum* AGASSIZ, *Goniomya proboscidea* AGASSIZ, *Pleuromya jurassi* BRONG., *P. tenuistriata* MUNSTER.

Tabelul 3.16. **Fauna Liasicului de Adneth de la Curmătura**

Genul, Specia	Herbich (1878)	Vadasz (1915)	Grasu (1971)
Coroniceras rotiforme (SOW.)	+		
Coroniceras multicostatum (SOW.)	+		
Asteroceras stellaris (SOW.)	+	+	
Aegoceras althii HERBICH	+		+
Aegoceras adneticum HAUER	+		
Asteroceras cf. *turneri* (SOW.)		+	
Coroniceras bisulcatus (BRUG.)		+	
Coroniceras sauzeanum (d'Orb.)		+	
Aegoceras cf. *alutae* HERBICH			+
Aegoceras cf. *albense* HERBICH			+
Phylloceras cylindricum SOW.	+		
Nautilus cf. *sturi* HAUER	+	+	
Nautilus semistratus d'ORB.		+	
Nautilus austriacus HAUER			+
Cenoceras striatus (SOW.)			+
Aegoceras anisophyllum WAHNER		+	
Aulacoceras liasicum GUMBEL	+		
Atractites cf. *italicus* MENEGHINI		+	
Prototeuthis acutus (MULLER)		+	
Rhacophyllites ürmösensis HERBICH		+	
Rhacophyllites transylvanicus HAUER var. *dorsoplanata* FUC.		+	
Rhacophyllites lunensis STEF.		+	
Phylloceras cylindricum SOW. var. *complanata* FUC.		+	
Phylloceras cylindricum SOW. var. *bielzii* HERBICH		+	
Phylloceras persanense HERBICH		+	
Phylloceras leptophyllum HAUER		+	
Phylloceras cf. *wähneri* GEMM.		+	
Phylloceras cf. *tenuistriatum* MENEGHINI		+	
Phylloceras plicatofalcatum (STUR) GEYER		+	
Phylloceras cf. *dubium* FUC.		+	
Ectocentrites petersi HAUER		+	
Psiloceras johnstoni SOW.		+	
Psiloceras cf. *megastoma* GUMB.		+	
Microderoceras planicosta (SOW.)		+	
Schlotheimia angulata SCHLOTH.		+	
Schlotheimia cf. *trapezoidale* SOW.		+	
Schlotheimia marmorea OPPEL		+	
Schlotheimia cf. *charmassei* (d'ORB.)		+	
Schlotheimia cf. *donar* WACHNER		+	
Echioceras raricostatoides VADASZ		+	
Arietites longidomus QUENSTEDT		+	
Arietites cf. *coregonensis* SOW.		+	
Arnioceras mandax FUC. var. *rariplicata* FUC.		+	
Tmaegoceras crassiceps POMP.			+
Phylloceras aulonotum HERBICH			+
Phylloceras silvestre HERBICH			+
Passaloteuthis miger LIST.			+
Spiriferina sp.			+
Pentacrinus laevisutus POMP.			+
Nodosaria multicostata d'ORB.		+	
Spirillina liassica (JONES)			+
Vidalina martana FARINACCI			+
Nodosaria cf. *mutabilis* TERQUEM			+
Globochaete alpina LOMB.			+
Lenticulina aff. *prima* (d'ORB.)			+

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mult mai târziu, Jekelius (1921) procedează la o revizuire a speciilor determinate de Herbich, completând lista faunelor cu următoarele forme: *Parkinsonia parkinsoni* SOW., *Ptychophylloceras cf. flabellatum* (NEUM.), *Calliphylloceras demidoffi* (ROUSS.), *Lytoceras sp.*, *Cymatorhynchia quadriplicata* (ZIETEN), *Trochus aff. actaea* d'ORB., *Pleurotomarya cf. physospira* d'ORB., *Alaria ornatissima* STOLIZCKA, *Lima sp.*, *Lima cf. licetti* LAUBE, *L.* (*Limatula*) *gibbosa* MUNSTER, *L.* (*Ctenostreon*) *pectiniformis* SCHLOTH., *Cucullea sp.*, *C. cf. calthrata* LECKENB., *Pholadomya anguulata SOW.*, *Gresslya gregaria* ZIETEN, *Tancredia cf. donaciformis* LYC (tabel 3.17).

Tabelul 3.17. **Asociaţia de faună a Doggerului transilvan din zona Lacului Roşu**

Genul, Specia	Herbich (1878)	Jekelius (1921)
Phylloceras kudernatschi HAUER	+	
Holcophylloceras mediteraneum (NEUM.)	+	
Partschiceras subobtusum (KUD.)	+	
Oppelia fusca QUENST.	+	
Cosmoceras ferrugineum OPPEL	+	
Morphoceras dimorphum (d'ORB.)	+	
Siemiradzkia procera (SEEB.)	+	
Codomites rectelobatum (HAUER)	+	
Parkinsonia parkinsoni SOW.		+
Ptycophylloceras cf. *flabellatum* (NEUM.)		+
Callyphylloceras demidoffi (ROUSS.)		+
Lytoceras sp.		+
Belemnopsis canaliculatus (SCHLOTH.)		+
Sphaeroidoflyris sphaeroidalis (SOW.)	+	
Terebratula dorsoplicata SUESS	+	
Aulacothyris carinata (LAMK.)	+	
Acanthothyris spinosa (SCHLOTH.)	+	
Heimia ferri (DESLONG.)		+
Cymatorhynchia qudriplicata (ZIETEN)		+
Trochus aff. *actaea* d'ORB.		+
Pleurotomaria cf. *physospira* d'ORB.		+
Pleurotomaria granulata SOW.	+	
Alaria ornatissima STOLIZCKA		+
Lima cf. *licetti* LAUBE		+
Lima gibbosa MUNSTER		+
Lima pectiniformis SCHLOTH.		+
Modiola cuneata SOW.	+	
Cucullaea cf. *calthrata* LECKENB.		+
Trigonia clavellata PARK.	+	
Isocardia gibbosa MUNSTER	+	
Pholadomya murchisoni SOW.	+	
Pholadomya crassa AGASSIZ	+	
Pholadomya ovulum AGASSIZ	+	
Pholadomya angulata SOW.		+
Goniomya proboscidea AGASSIZ	+	
Pleuromya jurassi BROGN.	+	
Pleuromya tenuistriata MUNSTER	+	
Gresslya gregaria ZIETEN		+
Tancredia cf. *donaciformis* LYC.		+

După cum se observă, în fauna determinată de Herbich predomină amonoideele şi, după constatarea lui Săndulescu (1975), este net diferită de toate

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

faunele date de autorii ulteriori. După unele referiri făcute de Herbich, Săndulescu înclină să creadă că fauna respectivă provine din blocuri din versantul vestic al Ghilcoşului, însedimentate, probabil, în formaţiunea de wildflysch. Singur, Preda (1976) susţine regăsirea faunei respective pe stânga Lacului Roşu, dar asociaţia determinată de autor include în majoritate bivalve şi brachiopode, indicând un mediu neritic, de mică adâncime. Sigur, problema Doggerului alohton se poate considera încă nerezolvată, încât ea urmează să fie elucidată în studiile viitoare. Cel puţin pentru moment situaţia pare cea explicată de Săndulescu, în sensul că Doggerul alohton conţine numai fauna citată de Herbich din calcarele de la Lacul Roşu ce indică, prin numărul mare de amonoidee, condiţii de mare adâncă, diferite de cele ale Doggerului bucovinic.

3.3.3.4. Formaţiunile Jurasicului superior

Întreaga masă de calcare, începând din Cheile Bicazului şi până la sud de Masivul Fratele, aparţine Pânzei transilvane de Hăşmaş, care include, din punct de vedere stratigrafic, Kimmeridgianul, Tithonicul, Neocomianul şi Barremian-Bedoulianul, respectiv Urgonianul de facies recifal.

Kimmeridgian-Tithonicul inferior **- Formaţiunea cu acanthicum.** Cu o grosime de 35-40 m, formaţiunea respectivă aflorează în versantul nord-vestic al Masivului Ghilcoş şi apoi la Ciofronca, în zona de obârşie a Pârâului Oii.

A fost evidenţiată pentru prima dată de către Herbich (1866), iar primul care a recunoscut aici prezenţa faciesului cu *acanthicum* a fost Schloenbach (1868). Au urmat apoi monografiile lui Neumayr (1871, 1873) şi Herbich (1878). Ulterior, revizuiri şi completări au fost făcute de mai mulţi autori, printre care: Jekelius (1921), Preda şi Pelin (1965), Pelin (1967, 1976), Preda (1973), Preda et al. (1976), Grasu şi Turculeţ (1980).

De studiul algelor şi foraminiferelor s-au ocupat, în special, Dragastan (1975) şi Neagu şi Neagu (1995). Ultima sinteză, dar şi cea mai completă, asupra acestei formaţiuni o datorăm lui Grigore (2002), iar cele mai noi adăugiri la lista de faună îi aparţin lui Turculeţ (2000, 2004).

Punctul fosilifer de la Ghilcoş a devenit clasic, fiind citat, de altfel, în toate tratatele de stratigrafie din lume. Aici, descrierea succesiunii litologice din care provine fauna Formaţiunii cu *acanthicum* a fost, după cum am văzut, destul de contradictorie.

Astfel, unii autori au separat aici trei nivele (Preda şi Pelin, 1965; Dragastan, 1975), în timp ce alţii, cinci (Săndulescu, 1975). În urma studiului microfacial şi chimico-mineralogic (Grasu et al., 1995), s-a ajuns la concluzia că există doar doi membri: unul inferior al calcarelor roşii noduloase şi un altul superior al calcarelor cenuşii-verzui, dure, care trec treptat la roci cu aspect grezos sau argilos.

Grigore (2002) ajunge şi el la concluzia că, litologic, în Formaţiunea cu *acanthicum* se pot separa doar două nivele, unul inferior calcaros, nodular, cu calcare roşii mai mult sau mai puţin stratificate şi unul superior carbonato-detritic al cărui conţinut terigen creşte spre partea superioară; grosimea lor ar fi de 6 şi respectiv 45 m.

Tabelul 3.18. **Fauna de amoniţi din Formaţiunea cu *acanthicum* de la Ghilcoş şi Ciofronca**

Genul, Specia	Herbich (1878)	Neumayr (1873)	Preda şi Pelin (1965) Preda (1973)	Grigore (2002)
Phylloceras isotypum (BENECKE)	+	+	+	+
Phylloceras saxonicum NEUMAYR	H	+	+	+
Phylloceras consanguineum GEMMELARO			+	+
Calliphylloceras manfredi OPPEL			+	+
Calliphylloceras benacense (CATULLO)	+			+
Calliphylloceras kochi (OPPEL)				+
Holcophylloceras polyolcum (BENECKE)	+		+	+
Holcophylloceras mediterraneum (NEUMAYR)			+	+
Holcophylloceras zignodianum (d'ORB.)			+	+
Sowerbyceras tortisulcatum (d'ORB.)	+			+
Sowerbyceras silenum (FONTANNES)			+	+
Sowerbyceras loryi loryi (MUNTER CHALMAS)				+
Sowerbyceras loryi pseudosilenum SARTI				+
Ptychophylloceras ptychoicum (QUENSTEDT)			+	+
Lytoceras polycyclum polycyclum NEUM.	H	+	+	+
Lytoceras polycyclum camertinum CANAVARI			+	+
Lytoceras montanum (OPPEL)			+	+
Lytoceras orsinii GEMMELLARO				+
Lytoceras sutile (OPPEL)				+
Lytoceras liebigi (OPPEL)				+
Lytoceras strambergense (ZITTEL)				+
Protetragonites quadrisulcatus (d'ORB.)			+	+
Taramelliceras trachynotum (OPPEL)	+		+	+
Taramelliceras hauffianum (OPPEL)				+
Taramelliceras greenackeri (MOSCH)				+
Taramelliceras pseudoflexuosum (FAVRE)				+
Taramelliceras compsum compsum (OPPEL)	+	+	+	+
Taramelliceras compsum holbeini (OPPEL)	+		+	+
Taramelliceras compsum franciscanum (FONT.)				+
Taramelliceras compsum hemipleurum FONT.				+
Taramelliceras compsum kochi (HERBICH)	H		+	+
Taramelliceras compsum bicostatum GRIGORE				H
Taramelliceras compsum tuberculatum GRIGORE				H
Taramelliceras platyconcha (GEMMELLARO)				+
Taramelliceras erycinum (GEMMELLARO)	+			+
Taramelliceras subcallicerum (GEMM.)				+
Taramelliceras aff. *subcallicerum* (GEMM.)				+
Taramelliceras mikoi (HERBICH)	H			
Taramelliceras pugile pugile (NEUMAYR)	+	H	+	+
Taramelliceras pugile pugiloides (CANAVARI)				+
Taramelliceras pugile pseudopugile SARTI			+	
T. (Metahaploceras) strombecki (OPPEL)	+			+
T. (Metahaploceras) nodosiusculum FONT			+	+
T. (Metahaploceras) subnereus (WEGELE)				+
T. (Fontannesiella aff. *valentinum* (FONT.)				+
Taramelliceras acallopistum (FONT.)			+	+
Taramelliceras intersistens HOLDER			+	+
Taramelliceras karreri (NEUMAYR)	+	H	+	+
Hemihaploceras nobile (NEUMAYR)	+	G		+

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.18 (continuare)

Hemihaploceras loczyi (JEKELIUS)				+
Hemihaploceras schwageri (NEUMAYR)	+	H		
Creniceras dentatus (REINECKE)			+	+
Streblites tenuilobatus (OPPEL)	+	+	+	+
Streblites levipictus (FONTANNES)				+
Streblites cf. *folgariacus* (OPPEL)				+
Metastreblites ellypticus OLORIZ.				+
Semiformiceras semiforme OPPEL				+
Semiformiceras fallauxi (OPPEL)				+
Glochiceras lens BERCKH.				+
Glochiceras fialar (OPPEL)	+			+
Glochiceras crenosum crenosum QUENST.	+			+
Glochiceras crenosum jungens (NEUM.)				+
Glochiceras semicostatum BERCKH.				+
Glochiceras modestum ZIEGLER				+
Glochiceras nudatum (OPPEL)	+			+
Glochiceras lingulatum QUENSTEDT				+
Glochiceras cf. *pocurvum* ZIEGLER				+
Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum (OP.)				+
Haploceras carachteis (ZEUSCHNER)				+
Haploceras elimatum (OPPEL)			+	+
Idoceras sautieri FONTANNES				+
Nebrodites agrigentinus agrigentinus GEMM.				+
Nebrodites agrigentinus contortus (NEUMAYR)				+
Nebrodites doublieri doublieri (d'ORB.)			+	+
Nebrodites pavaronensis SARTI				+
Nebrodites hospes hospes (NEUMAYR)		H	+	+
Nebrodites rhodanensis ZIEGLER				+
Nebrodites peltoideus GEMMELLARO				+
Nebrodites favaraensis GEMM.				+
Nebrodites heimi (FAVRE)			+	+
Nebrodites hetaerus (HERBICH)	H			+
Presimoceras herbichi HAUER		H	+	+
Presimoceras teres (NEUMAYR)	+	H	+	+
Presimoceras explanatum (NEUMAYR)		H	+	
Presimoceras fucinii CANUARI	+	+		+
Presimoceras ludovicii MENEGHINI				+
Presimoceras benianum CATULLO	+			
Presimoceras cf. *planulacinctum* QUENSTEDT			+	
Trenerites enayi SARTI				+
Trenerites cf. *T.* sp. ind. SARTI				+
Lessiniceras raschii CANAVARI			+	+
Epaspidoceras rupellensis (d'ORB.)		+	+	+
Physodoceras wolfi (NEUMAYR)		H	+	+
Physodoceras wolfi insulanum GEMM.			+	
Physodoceras wolfi deaki (HERBICH)	+		+	+
Physodoceras altenense altenense (d'ORB.)		+	+	+
Physodoceras altenense circumspinosum (OPP.)	+	+	+	
Benetticeras waii SARTI				+
Aspidoceras sesquinodosum (FONT.)			+	+
Aspidoceras acanthicum (OPPEL)	+		+	+
Aspidoceras longispinum (SOWERBY)	+	+	+	+
Aspidoceras binodum (OPPEL)		+	+	+

BOLYAI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.18 (continuare)

Aspidoceras hystricosum QUENSTEDT		+	+	+
Aspidoceras rogoznicense ZEUSCHNER				+
Aspidoceras rafaeli OPPEL	+			
Pseudowaagenia micropla (OPPEL)			+	+
Pseudowaagenia haynaldi (HERBICH)	G			
Pseudowaagenia acanthomphala (ZITTEL)	+			
Orthaspidoceras uhlandi (OPPEL)	+			+
Orthaspidoceras lallierianum (d'ORB.)				+
Orthaspidoceras orthocera (d'ORB.)	+			
Schaireria neumayri CHECA				+
Schaireria avellana (ZITTEL)	+			
Schaireria neoburgense (OPPEL)	+		+	
Hybonoticeras beckeri (NEUMAYR)	+		+	+
Hybonoticeras harpephorum (NEUMAYR)		H		+
Hybonoticeras pressulum (NEUMAYR)		H		+
Hybonoticeras verestoicum (HERBICH)	H			+
Hybonoticeras mundulum (OPPEL)				+
Hybonoticeras knopi (NEUMAYR)				+
Hybonoticeras cf. *hybonotum* (OPPEL)				+
Orthosphinctes polygyratus REINECHE	+			+
Orthosphinctes polygyratus colubrinus REIN.	+			+
Orthosphinctes titziani (OPPEL)				+
Orthosphinctes freybergi GEYER			+	
Orthosphinctes inconditus FONTANNES				+
Orthosphinctes proinconditus WEGELE				+
Orthosphinctes desmoides WEGELE				+
Orthosphinctes aff. *desmoides* WEGELE			+	+
Ataxioceras guilherandense ATROPS				+
Progeronia progeron (AMMON)			+	+
Progeronia metamorpha (NEUMAYR)	+	H		+
Progeronia breviceps QUENSTEDT				+
Progeronia unicompta FONTANNES	+			+
Progeronia triplex (QUENSTEDT)				+
Progeronia ernesti (LORIOL)				+
Lithacosphinctes evolutus (QUENSTEDT)				+
Lithacosphinctes pseudolictor CHOFFAT		+		+
Crussoliceras divisum (QUENSTEDT)			+	+
Crussoliceras acre (NEUMAYR)	+	+		
Lithacoceras ulmense (OPPEL)	+			+
Virgalithacoceras tantalus (HERBICH)	H			+
Discosphinctoides geron (ZITTEL)			+	
Discosphinctoides oxypleurus (HERBICH)	H			+
Subplanites siculis (HERBICH)	H			
Biplisphinctes cimbricus (NEUMAYR)				+
Torquatisphinctes transiens OLORIZ				+
Torquatisphinctes laxus OLORIZ				+
Torquatisphinctes plebejum (NEUMAYR)		H		+
Franconites vimineus (SCHNEIDER)				+
Ataxioceras fasciferus (NEUMAYR)		H		
Sutneria platynota REINECKE	+	+	+	+
Sutneria spinata n. sp.				H
Sutneria carpathica n. sp.				H
„*Perisphinctes*" *stenonotus* HERBICH	H			

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.18 (continuare)

Sutneria cf. *galar* (d'ORB.)			+	
Sutneria cyclodorsata (MOESCH)				+
Sutneria pedinopleura SEEGER				+
Sutneria eumela (d'ORB.)		+		
Sutneria lorioli ZEISS				+
Sutneria hoelderi ZEISS				+
Sutneria weidmanni ZEISS				+
Sutneria batalleri GEYER				+
Sutneria zeissi n. sp.				H
Sutneria hararina NENZO				+
Sutneria subeumela (OPPEL)				+
Aulacotephanus cf. *eudoxus* (d'ORB.)				+
Ringsteadia helvetica GEYER				+
Ringsteadia haliarchus (NEUMAYR)		H		+
Simocosmoceras nitidulum (NEUMAYR)		H		+
Gravesia cf. *gravesiana* (d'ORB.)				+

H – holotip; G – generotip

În conformitate cu ultima sinteză, întocmită de Grigore (2002), din Formaţiunea cu *acanthicum* din sinclinalul Hăşmaşului s-au descris până în prezent: 175 de amonoidee, 15 specii de laevaptychi şi lamellaptychi (*Laevaptychus latus* (PARK.), *L. latus uhlandi* TRAUTH, *L. latus taxopora* TRAUTH, *L. longus* (MEYER), *L. longus trisulcatus*[1)] TURCULEŢ, *L. longobliquus* TR., *L. latissimus* TRAUTH, *L. hoplisus rugocincta-taxopora* TRAUTH, *L. hoplisus taxopora* TRAUTH, *L. meneghinii* (ZINGO), *L. meneghinii taxopora* TRAUTH, *Lamellaptychus sparsilamellosus* GUEMBEL, *L. sparsilamellosus bifurcatus*[1)] TURCULEŢ, *L. cf. lamellosus* (PARK.)), 2 specii de belemnoidee (*Conobelus beneckei* (NEUMAYR) şi *Hibolites semisulcatus* (MUNSTER)), 3 de nautiloidee (*Pseudaganites strambergense* (ZITTEL), *P. franconicus* (OPPEL), *Nautiulus sp.*), 4 genuri şi specii de gasteropode (*Natica sp.*, *Pleurotomaria sp.*, *Chemnitzia sp.*, *Neritopsis jurensis* ROM) 6 de brachiopode (*Nucleata nucleata* (SCHLOTH.), *N. bouei* (ZEUSCHNER), *N. rupicola* ZITTEL, *Pygope janitor* (PICTET), *Lacunosella lacunosa* (SCHLOTH), *Rhynchonella gemmellaroi*[1)] NEUMAYR), 15 de bivalve (*Cuspidaria lorioli*[1)] (NEUM.), *Cuspidaria transylvanica* [1)] (NEUM.), *Pleuromya tellina* AG., *Modiola tenuistriata* GOLDF., *M. lorioli* ZITT., *Isoarca texata* GOLDF., *Aucella zitteli*[1)] NEUM., *Placunopsis tatrica* ZITT., *Lima sp.*, *Ostrea sp.*, *Pecten sp.*, *Entolium sp.*, *Pleuromya sp.*, *Trochotoma sp.*), 8 de echinide (*Sacoccoma sp* - crinoide plancto-nice, *Cidaris sp.*, *Pseudodiadema sp.*, *Holectipus sp.*, *Collyrites cf. carinata* LESKE, *Rhabdocidaris cylindrica* QUENSTEDT, *Metaporphinus gümbeli*[1)] NEUM.), 10 specii de alge, 57 de foraminifere. Se adaugă la toate acestea dinţi de peşti (5 specii) şi amprente de plante terestre (7 specii). Totalul resturilor fosile din aceste depozite numără 307 taxoni, din care 40 sunt noi pentru ştiinţă avându-şi holotipurile la Ghilcoş şi Ciofronca, 33 de holotipuri aparţin amonoideelor.

[1)] Toate aceste specii îşi au holotipul în Formaţiunea cu *acanthicum* din sinclinalul Hăşmaşului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fauna de amonoidee, conform sintezei făcute de Grigore (2002), cuprinde: *Phylloceras isotypum* (BENECKE), *P. consanguineum* GEMMELLARO, *Calliphylloceras manfredi* (OPPEL), *C. benacense* (CATULLO), *C. kochi* (OPPEL), *Holcophylloceras polyolcum* (BENECKE), *H. mediterraneum* (NEUMAYR), *H. zignodianum* (d'ORB.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.), *S. silenium* (FONTANNES), *S. loryi loryi* (MUNIER CHALMAS), *S. loryi pseudosilenium* SARTI, *Ptychophylloceras ptychoicum* (QUENSTEDT), *Lytoceras polycyclum camertinum* CANAVARI, *L. montanum* (OPPEL), *L. orsinii* GEMMELLARO, *L. sutile* (OPPEL), *L. liebigi* (OPPEL), *L. strambergense* (ZITTEL), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'ORB.), *Taramelliceras trachinotum* (OPPEL), *T. hauffianum* (OPPEL), *T. greenackeri* (MOESCH), *T. pseudoflexuosum* (FAVRE), *T. compsum compsum* (OPPEL), *T. compsum holbeini* (OPPEL), *T. compsum franciscanum* (FONTANNES), *T. compsum hemipleurum* (FONTANNES), *T. platyconcha* (GEMMELLARO), *T. erycinum* (GEMMELLARO), *T. subcallicerum* (GEMMELLARO), *T. aff. subcallicerum* (GEMMELLARO, *T. pugile pugiloides* (CANAVARI), *T. pugile pseudopugile* SARTI, *T.* (*Metahaploceras*) *strombecki* (OPPEL), *T.* (*Metahaploceras*) *nodosiusculum* (FONTANNES), *T.* (*Metahaploceras*) *subnereus* (WEGELE), *T.* (*Fontanesiella*) *aff. valentinum* (FONTANNES), *T. acallopistum* (FONTANNES), *T. intersistens* HOLDER, *Hemihaploceras loczyi* (JEKELIUS), *Creniceras dentatus* (REINECKE), *Streblites tenuilobatus* (OPPEL), *S. levipictus* (FONTANNES), *S. cf. folgariacus* (OPPEL), *Metastreblites ellypticus* OLORIZ, *Semiformiceras semiforme* (OPPEL), *S. fallauxi* (OPPEL), *Glochiceras lens* (BERCKHEMER), *G.* (*Lingulaticeras*) *fialar* (OPPEL), *G.* (*Lingulaticeras*) *crenosum crenosum* (QUENSTEDT), *G.* (*Lingulaticeras*) *crenosum jungens* (NEUMAYR), *G.* (*Lingulaticeras*) *semicostatum* BERCKHEMER, *G.* (*Lingulaticeras*) *modestum* ZIEGLER, *G.* (*Lingulaticeras*) *nudatum* (*OPPEL*), *G.* (*Lingulaticeras*) *lingulatum* (QUENSTEDT), *G.* (*Lingulaticeras*) *cf. procurvum* ZIEGLER, *G.* (*Paralingulaticeras*) *lithographicum* (OPPEL), *Haploceras caractheis* (ZEUSCHNER), *H. elimatum* (OPPEL), *Idoceras sutieri* (FONTANNES), *Nebrodites agrigentinus agrigentinus* (GEMMELLARO), *N. agrigentinus contortus* NEUMAYR, *N. doublieri doublieri* (d'ORB.), *N. lavaronensis* SARTI, *N. rhodanensis* ZIEGLER, *N. peltoideus* (GEMMELLARO), *N. favaraensis* (GEMMELLARO), *N. heimi* (FAVRE), *Presimoceras fucinii* (CANAVARI), *P. ludovicii* (MENEGHINI), *P. benianum* (CATULLO), *P. cf. planulacinctum* (QUENSTEDT), *Trenerites enayi* SARTI, *Trenerites sp. indet.* SARTI, *Lessiniceras ptychoides* (NEUMAYR), *L. raschii* (CANAVARI), *Epaspidoceras rupellensis* (d'ORB.), *Physodoceras altenense altenense* (d'ORB.), *P. altenense circumspinosum* (OPPEL), *Benetticeras vaii* SARTI, *Aspidoceras binodum* (OPPEL), *A. sesquinodosum* (FOPNTANNES), *A. uninodosum* TOULA, *A. acanthicum* (OPPEL), *A. longispinum* (SOWEBY), *A. hystricosum* (QUENSTEDT), *A. rogoznicense* (ZEUSCHNER), *A. raphaeli* (OPPEL), *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL), *P. acanthomphala* (ZITTEL), *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL), *O. liparum* (OPPEL), *O. lallierianum*

(d'ORB.), *O. orthocera* (d'ORB.), *Schaireria neumayri* CHECA, *S. avellana* (ZITTEL), *S.* (*Anaspidoceras*) *neoburgense* (OPPEL), *Hybonoticeras beckeri* (NEUMAYR), *H. mundulum* (OPPEL), *H. knopi* (NEUMAYR), *H. cf. hybonotum* (OPPEL), *Orthosphinctes polygyratus* (REINECKE), *O. polygyratus colubrinus* (REINECKE), *O. titziani* (OPPEL), *O. freybergi* GEYER, *O.* (*Ardescia*) *inconditus* (FONTANNES), *O.* (*Ardescia*), *proinconditus* (WEGELE), *O.* (*Ardescia*) *desmoides* (WEGELE), *O.* (*Ardescia*) *aff. desmoides* (WEGELE), *Ataxioceras* (*Schneidia*) *guilhherandense* ATROPS, *Progeronia progeron* (AMMON), *P. breviceps* (QUENSTEDT), *P. unicompta* (FONTANNES), *P. triplex* (QUENSTEDT), *P. ernesti* (LORIOL), *Lithacosphinctes evolutus* (QUENSTEDT), *L. pseudolictor* (CHOFFAT), *Crussoliceras divisum* (QUENSTEDT), *C. acre* (NEUMAYR), *Lithacoceras ulmense* (OPPEL), *Discosphinctoides geron* (ZITTEL), *Subplanites sp.*, *Biplisphinctes cimbricus* (NEUMAYR), *Torquatisphinctes transiens* OLORIZ, *T. laxus* OLORIZ, *Franconites vimineus* (SCHNEID), *Sutneria platynota* (REINECKE), *S. cf. galar* (d'ORB.), *S. cyclodorsata* (MOESCH), *S. pedinopleura* SEEGER, *S. eumela* (d'ORB.), *S. loriol* ZEISS, *S. hoelderi* ZEISS, *S. weidmanni* ZEISS, *S. batalleri* GEYER, *S. hararina* VENZO, *S. subeumela* (OPPEL), *Aulacostephanus cf. eudoxus* (d'ORB.), *Ringseadia* (*Decipia*) *helvetica* GEYER, *Gravesia cf. gravesiana* (d'ORB.).

Atât bogăţia faunistică, cât şi numărul mare de specii nou descrise arată cu deplină siguranţă că aflorimentele de la Ghilcoş şi Ciofronca reprezintă puncte fosilifere de o importanţă excepţională, ele având un avans valoric net faţă de celelalte zone similare din Europa, precum Tirolul de Sud, Salzkammergut, Sicilia, sudul Franţei, Elveţia şi klippele pienine din Carpaţii Nordici.

Conform analizei făcute de Grigore (2002), 33 de specii de amoniţi descrise de la Ghilcoş şi Ciofronca îşi au aici holotipurile, câteva din ele devenite chiar generotipuri. Acestea sunt: *Phylloceras saxonicum* NEUMAYR, *Lytoceras polycyclum polycyclum* NEUMAYR, *Taramelliceras compsum kochi* (HERBICH), *T. compsum bicostatum* GRIGORE, *T. compsum tuberculatum* GRIGORE, *T. mikoi* (HERBICH), *T. pugile pugile* (NEUMAYR), *T. karreri* (NEUMAYR), *Hemihaploceras nobile* (NEUMAYR), *H.* (*Zitteliceras*) *schwageri* (NEUMAYR), *Nebrodites hospes hospes* (NEUMAYR), *N. hetaerus* (HERBICH), *Presimoceras herbichi* (HAUER), *P. teres* (NEUMAYR), *P. explanatum* (NEUMAYR), *Physodoceras wolfi wolfi* (NEUMAYR), *P. wolfi deaki* (HERBICH), *Pseudowaagenia haynaldi* (HERBICH), *Hybonoticeras harpephorum* (NEUMAYR), *H. pressulum* (NEUMAYR), *H. verestoicum* (HERBICH), *Progeronia metamorpha* (NEUMAYR), *Virgalithacoceras tantalus* (HERBICH), *Discosphinctoides oxypleurus (HERBICH), Subplanites siculicus* (HERBICH), *Torquatisphinctes plebejum* (NEUMAYR), *Ataxioceras fasciferus* (NEUMAYR), *Perisphinctes stenonotus* HERBICH, *Sutneria spinata* GRIGORE, *S. carpathica* GRIGORE, *S. zeissi* GRIGORE, *Ringsteadia haliarchus* (NEUMAYR), *Simocosmoceras nitidulum* (NEUMAYR).

Foraminiferele au fost identificate şi determinate mai întâi de către Dragastan (1975), care citează din Formaţiunea cu *acanthicum* următoarea

asociaţie: *Lenticulina muensteri* (ROEM.), *L. subquadrata* (TERQ.), *L. subalata* (REUSS), *L. omphalovorticosa* FARINACCI, *L. danzayensis* (PAYARD), *L. quenstedti* (GUMBEL), *L. varians* (BORNEMANN), *Nodobacularia sp.*, *Paalzowella feifeli feifeli* (PAALZOW), *P. feifeli elevata* (PAALZOW), *P. feifeli seiboldi* LUTZE, *P. turbinella* (GUMBEL), *Paalzowella sp.*, *Trocholina conica* (SCHLUMB.), *T. alpina* (LEUPOLD), *T. nodulosa* E. et SEIBOLD, *T. elongata* (LEUPOLD), *T. solecensis* B. et POZ., *T. cf. delicatissima* KALANTARI, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Turrispirillina amoena* DAIN, *Ammobaculites agglutinans* (d'ORB.), *Conicospirillina trochoides* (BERTH.), *Globigerina helveto-jurassica* HAUESLER, *Nodosaria cf. dispar* FRANKE, *Textularia cf. cordiformis* SCHWAGER, *T. foeda* REUSS, *Cornuspira orbicula* (TERQ.et BERTH.), *Gaudryina sp.*, *Nodosaria mutabilis* TERQUEM, *N. nitidana* BRAND, *Spirillina kuebleri* MJATLIUK, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Discorbia cf. danubiensis* NEAGU, *Conicospirillina sp.*, Mult mai târziu, inventarul foraminiferelor a fost completat de către Neagu şi Neagu (1995), autori care au reuşit să determine în plus următoarele forme: *Tolypaminna vagans*, *Placopsilina cenomana*, *P. argoviensis*, *Ammodiscus siliceous*, *Glomospira variabilis*, *G. pusilla*, *Thurammina papillata*, *T. tuberosa*, *Reophax multilocularis*, *R. chrysalis*, *Ammobaculites incertus*, *Haplophragmoides globigerinoides*, *Recurvoides universus*, *R. pygmaeus*, *Thalmannammina atanasiui*[1)] NEAGU et NEAGU, *Haghimashella arcuata*[1)] NEAGU et NEAGU, *Verneuilinoides favus*, *Uvigerinammina uvigeriniformis*, *Trochammina concava*, *T. neoparva*, *T. rotundata*, *T. pulchra*, *T. carpathica* NEAGU et NEAGU, *Tritaxis lobata*, *Textularia jurassica*, *Pseudomorulaplecta*[1)] *franconica*, *Bicazammina jurassica*[1)] NEAGU et NEAGU, *Spirillina tenuissima*, *Patellina feifeli feifeli*, *Neotrocholina conica*.

În afară de foraminifere, Dragastan (1975) citează din depozitele aferente Formaţiunii cu *acanthicum* şi o asociaţie de specii algale cu: *Eotrix alpina* LOMB., *Girvanella jurassica* DANGEARD, *Cayeuxia moldavica*[1)] FROLLO şi *Globochaete alpina* LOMB.

Încheind inventarul faunistic al Formaţiunii cu *acanthicum*, trebuie să mai amintim şi existenţa unor bryozoare, resturi de plante terestre, întâlnite mai ales în gresiile pelitoidale (membrul trei al unor autori), dinţi de peşti, mai ales de rechini, şi specii aparţinând grupului *incerte sedis*. Acestea au fost menţionate de către Dragastan (1975), iar resturile de plante determinate de Iamandei (în Grigore, 2002). În ordinea citată acestea sunt: *Ceriopora ramosa* GHERASIMOV, *Ceriopora sp.*, *Palaeocyparis cf. elegans* (SAPORA), *Otozamites sp.*, *Pterophyllum sp.*, *Ptylophyllum sp.*, *Pinus sp.*, *Cordaites sp.*, *Sphaerodus gigas* AG., *Spherodus tithonius*, *Hybodus striatulus*, *Lepidotus sp.*, *Paraisurus sp.*, *Cadosina fusca* WANNER, *Stomiosphaera minutissima* (COLOM), *Stomiosphaera colomi* DURAND-DELGA, *Cadosina semiradiata* WANNER.

Încercând câteva concluzii la problematica pe care o ridică Formaţiunea cu *acanthicum*, trebuie să observăm că suntem în faţa unui adevărat paradox. Cu toată bogăţia faunistică a formaţiunii, care numără, după cum am văzut, peste 300 de

taxoni, extinderea ei stratigrafică rămâne şi la ora actuală o chestiune controversată.

Tabelul 3.19. **Alte organisme fosile în afara amoniţilor, identificate în Formaţiunea cu *acanthicum* de la Ghilcoş**

Genul, Specia	Neumayr (1871) Herbich (1878)	Jekelius (1921)	Preda şi Pelin (1965) Preda et al. (1976)	Dragastan (1975)	Neagu şi Neagu (1995)
1	2	3	4	5	6
Punctaptychus punctatus (VOLTZ.)	+	+			
Lamellaptychus lamellosus PARK.	+		+	+	
Lamellaptychus sparsilamellosus (GUEMB.)			+		
Lamellaptychus beyrichi (OPPEL.)			+		
Laevaptychus latus uhlandi TRAUTH			+		
Laevaptychus longus (MEYER)			+	+	
Laevaptychus latus (PARK.)			+		
Laevaptychus longobliquus TRAUTH			+		
Laevaptychus latissimus TRAUTH			+		
Laevaptychus latus taxopora TRAUTH			+		
Laevaptychus hoplisus rugocincta taxopora TRAUTH			+		
Laevaptychus hoplisus taxopora TRAUTH			+		
Laevaptychus meneghinii (ZINGO)			+		
Laevaptychus meneghinii taxopora TR.			+		
Laevaptychus crassisimus (HAUPT).			+	+	
Canobelus beneckei (NEUMAYR)	+			+	
Hibolites semisulcatus (MUNSTER)	+			+	
Pseudoganites strambergense (ZITTEL)	+	+	+		
Pseudoganites franconicus (OPPEL)	+	+	+		
Sphaerodus gigas AGASSIZ	+				
Sphenodus tithonius GEMM.	+				
Natica sp.	+				
Neritopsis jurensis (ROM).	+				
Acteonina ovalis ZIETEN				+	
Pygope janitor (PICTET)	+	+	+	+	
Nucleata nucleata (SCHLOTH.)	+	+	+		
Nucleata cf. *bonei* ZEUSCHNER	+	+		+	
Nucleata rupicola ZITTEL	+				
Lacunosella lacunosa (SCHLOTH.)	+				
Rhynchonella gemmellaroi NEUM.	+		+		
Lacunosella sparsicosta (QUENSTEDT)	+		+		
Cuspidaria lorioli (NEUM.)	+	+	+		
Pleurotomaria phacoides ZITTEL				+	
Pleurotomaria carpathica ZITTEL				+	
Astarte minima PHILL.				+	
Cuspidaria transylvanica NEUMAYR	+		+		
Pleuromia tellina AGASSIZ	+	+			
Isoarca texata GOLDF.	+	+			
Modiola tenuistriata GOLDF.	+	+		+	
Aucella zitteli NEUM.	+				
Rhabdocidaris cylindrica QUENST.	+			+	
Collyrites cf. *carinatus* LESKE	+				
Metaporphinus convexus CAB.			+		
Metaporphinus guembeli NEUM.	+				
Chenendropora herbichi NEUM.	+				
Hybodus striatulus HASTINGS				+	
Lepidotus sp.				+	
Palaeocyparis cf. *elegans* (SAP.)				+	
Otozamites sp.				+	

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.19 (continuare)

1	2	3	4	5	6
Pinus sp.				+	
Ceriopora ramosa GHERAS.				+	
Lenticulina muensteri (ROEM.)				+	
Lenticulina subquadrata (TERQ.)				+	
Lenticulina subalata (REUSS.)				+	
Paalzowella feifeli feifeli (PAALZOW)				+	
Paalzowella feifeli elevata (PAALZ.)				+	
Paalzowella feifeli seiboldi LUTZE				+	
Trocholina conica (SCHLUMB.)				+	
Protopeneroplis striata WEINSCHENK				+	
Trocholina alpina (LEUPOLD)				+	
Lenticulina omphalovorticosa FAR.				+	
Trocholina nodulosa E. et S.				+	
Trocholina elongata (LEUPOLD)				+	
Turispirullina amoena DAIN				+	
Ammobaculites agglutinans (D'ORB.)				+	
Lenticulina danzayensis (PAYARD)				+	
Conicospirillina trochoides (BERTH)				+	
Globigerina helveto-jurassica HAUESLER				+	
Nodosaria cf. *dispar* FRANKE				+	
Trocholina solecensis B. et P.				+	
Textularia cf. *cordiformis* SCHWAGER				+	
Trocholina cf. *delicatissima* KALANTARI				+	
Cornuspira orbicula (TERQ. et BERTH)				+	
Textularia foeda REUSS				+	
Nodosaria mutabilis TERQUEM				+	
Nodosaria nitidana BRAND				+	
Lenticulina quenstedti (GUMBEL)				+	
Paalzowella turbinella (GUMBEL)				+	
Spirillina kuebleri MJATLIUK				+	
Conicospirillina basiliensis MOHLER				+	
Discorbia cf. *danubiensis* NEAGU				+	
Lenticulina varians (BORNEMANN)				+	
Tolypamina vagans					+
Placopsilina cenomana					+
Ammodiscus siliceous					+
Glomospira variabilis					+
Glomospira pussila					+
Thurammina papillata					+
Thurammina tuberosa					+
Reophax multilocularis					+
Reophax chrysalis					+
Ammobaculites incertus					+
Haplophragmoides globigerinoides					+
Recurvoides universus					+
Recurvoides pygmaeus					+
Thalmannammina atanasiui NEAHU et NEAGU					+
Haghimashella arcuata NEAHU et NEAGU					+
Verneuilinoides favus					+
Uvigerinammina uvigeriniformis					+
Trochammina concava					+
Trochammina neoprava					+
Trochammina rotundata					+
Trochammina pulchra					+
Trochamina carpathica NEAGU et NEAGU					+
Tritaxis lobata					+
Textularia jurassica					+
Pseudomorulaplecta fraconica					+

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.19 (continuare)

1	2	3	4	5	6
Bicazammina jurassica NEAGU et NEAGU					+
Spirillina tenuissima					+
Patellina feifeli feifeli					+
Neotrocholina conica					+
Eotrix alpina LOMBARD				+	
Girvanella jurassica DANGEARD				+	
Cayeuxia moldavica FROLLO				+	
Globochaete alpina LOMBARD				+	
Cadosina fusca WANNER				+	
Stomiosphaera minutissima (COLOM)				+	
Stomiosphaera colomi DURAND - DELGA				+	
Cadosina semiradiata WANNER				+	

După Patrulius (1960), formaţiunea n-ar cuprinde decât Kimmeridgianul inferior şi mediu, lipsind partea lui superioară. Mai târziu, Preda şi Pelin (1965) consideră că Formaţiunea cu *acanthicum* ar cuprinde Oxfordianul superior, situat în baza calcarelor noduloase roşii, în timp ce partea superioară al gresiilor pelito-idale trece în Tithonicul inferior; reiese de aici că nivelul calcarelor cenuşii verzui cuarţsiltitice cu intercalaţii pelitice revine Kimmeridgianului în întregimea lui.

Săndulescu (1975) revine asupra chestiunii, susţinând că Formaţiunea cu *acanthicum* reprezintă Kimmeridgianul în întregul său, punând la îndoială prezenţa în aceste depozite atât a Oxfordianului, cât şi a Tithonicului inferior. După Dragastan (1975), Formaţiunea cu *acanthicum* include Kimmeridgianul în întregime şi parţial Tithonicul inferior; membrul superior carbonato-detritic face, după el, trecerea la Calcarele de Stramberg, din care primii 50-60 m revin încă Tithonicului inferior, în timp ce restul de până la 250-300 m aparţin Tithonicului superior. Varianta din urmă este acceptată în ultimul timp şi de Grigore (2002), cu menţiunea că acest autor nu specifică dacă Tithonicul inferior este cuprins în totalitate în Formaţiunea cu *acanthicum* sau include şi ceva din complexul calcaros atribuit Calcarelor de Stramberg.

Trebuie să consemnăm faptul că Kimmeridgianul fosilifer de la Ghilcoş şi Ciofronca mai apare într-un singur afloriment, şi anume la fosta cabană Cheile Bicazului, unde se asociază cu bazalte ofiolitice. În rest, aşa cum au observat Herbich (1878) şi Băncilă (1941), el este constituit numai din calcare roşii. Asemenea calcare roşii, fine, bine stratificate apar la obârşia Pârâului Fagul Oltului, în baza abruptului Hăghimaşului Mare şi Pietrei Roşii, unde stau sub un nivel de calcare cu nerinee, tithonice. Ele au fost datate drept kimmeridgiene încă de Băncilă (1941) pe baza unor amoniţi şi brachiopode citate de aici de către Herbich (1878 pag. 132); este vorba de speciile de *Lithacoceras ulmense* (OPPEL), *Taramelliceras compsum* (OPPEL) şi *Rhynchonella lacunosa* SCHLOTH. Băncilă (1941 pag.76) subliniază caracterul fosilifer al acestor calcare roşii, citând în plus *Cidaris florigemma* PHILL. şi subliniind că *Rhynchonella lacunosa* este aici specia cea mai frecventă şi cea mai caracteristică.

Într-o lucrare din 1964, Grasu a identificat din acelaşi nivel de calcare roşii următoarea asociaţie de faună: *Lacunosella sparsicosta* (QUENSTEDT), *L. arolica* (OPPEL), *L. selliformis* LEWINSKI, *Nucleata nucleata* (DCHLOTH.) şi

Terebratulina sp., subliniind cu aceeaşi ocazie că punctul fosilifer este cel citat de Herbich şi regăsit de Băncilă, de unde primul a descris amoniţii întâlniţi şi în Formaţiunea cu *acanthicum*. Ulterior, Pelin (1965, 1967), din acelaşi punct fosilifer, a determinat şi el o asociaţie de brachiopode cu: *Rhynchonella malbosi* PICT. *var. chomeracensis* IACOB et FALLOT, *R. hohenegeri* SUESS, *Lacunosella arolica* (OPPEL), *L. visulica* (OPPEL), *L. selliformis* LEWINSKI, *L. sparsicosta* QUENSTEDT, *Septaliphoria moravica* UHLIG,

Tabelul 3.20. **Conţinutul fosilifer al calcarelor roşii kimmeridgiene echivalentul din restul sinclinalului al Formaţiunii cu *acanthicum* de la Ghilcoş şi Ciofronca**

Genul, specia	Herbich (1878)	Grasu (1964)	Pelin (1965)
Lithacoceras ulmense (OPPEL)	+		
Taramelliceras compsum (OPPEL)	+		
„Rhynchonella" lacunosa SCHLOTH.	+		
Lacunosella sparsicosta (QUENSTEDT)		+	+
Lacunosella arolica (OPPEL)		+	+
Lacunosella selliformis LEWINSKI		+	+
Nucleata nucleata (SCHLOTH.)		+	
Terebratullina sp.		+	
„Rhynchonella" malbosi *PICT. var chomeracensis* IACOB et FALLOT		+	
Lacunosella visulica (OPPEL)			+
„Rhynchonella" hohenegeri SUESS			+
Septaliphoria moravica UHLIG			+
Cidaris florigemma PHILL *)		+	
Saccocoma sp.		+	
Eotryx alpina LOMBARD		+	
Globochaete alpina LOMBARD		+	
Trocholina alpina (LEUP. et BIGLER)		+	

*) Băncilă (1941)

Făcând abstracţie de amoniţii citaţi anterior, Pelin a atribuit nivelul de calcare roşii Tithonicului, respectiv calcarelor de Stramberg, fapt dedus şi din secţiunile geologice ataşate lucrării din care reiese că Kimmeridgianul este faliat, rămânând sub nivelul de eroziune. În afară de brachiopode, în calcarele respective se mai observă impresiuni de amoniţi din genul *Perisphinctes* şi *Oppelia* şi chiar belemniţi, forme greu însă de recuperat. Studiul microfacial a demonstrat că e vorba totuşi de calcare kimmeridgiene şi nicidecum de Tithonic (Grasu, 1971). În acest sens, autorul citat descrie din aceste calcare roşii piese scheletice de *Saccocomidae*, *Eotryx alpina* LOMBARD, apoi secţiuni prin *Globochaete alpina* LOMB., amoniţi embrionari, valve de lamellaptychi, microradiole de echinide, crinoizi şi chiar foraminifere, printre care *Lenticulina sp.*, *Trocholina alpina* (LEUP. et BIGLER) (tabel 3.20); imediat peste nivelul lumaşelic cu brachiopode, la care se păstrează chiar şi stratul sidefos, urmează calcare roşii cu un conţinut extrem de bogat în entroce de crinoizi. Saccocomidele, după cum se ştie, caracterizează kimmeridgianul şi ele apar aici de sub nivelul lumaşelic cu *Lacunosella* până sub calcarele gălbui roşietice cu *Nerinea*, tithonice. În ultimul timp, nivelul lumaşelic cu *Lacunosella* a fost reluat în studiu de Lazăr şi Grigore (2008), urmând ca brachiopodele să fie determinate prin metode moderne,

respectiv analiza brachidiumului în secţiuni subţiri seriate.

Făcând unele aprecieri asupra batimetriei bazinului de sedimenatre din timpul acumulării Formaţiunii cu *acanthicum*, Dragastan (1975) ajunge la următoarele concluzii:

1) asociaţia de perisphinctide, oppeliide, haploceratide din calcarele noduloase roşii adică din Kimmeridgianul inferior, indică adâncimi în jur de 150-200 m;

2) în Kimmeridgianul superior, ponderea aspidoceratidelor asupra perisphinctidelor este dovada scăderii adâncimii până la 100 m.

***Tithonicul*- Calcarele de Stramberg.** Peste Formaţiunea cu *acanthicum* sau calcarele roşii cu *Saccocoma* ale Kimmeridgianului, în Pânza de Hăşmaş urmează o stivă groasă de până la peste 600 m de calcare care se repartizează Tithonicului, Neocomianului şi Urgonianului (Barremian-Apţian inferior). Din toate aceste subdiviziuni stratigrafice, parte din Neocomian, şi anume Berriasianul, este preponderent de facies pelagic şi subordonat neritico-recifal cu stratificaţie evidentă, în grosime de până la 100 m şi separabil cartografic, restul termenilor calcaroşi fiind în facies recifal şi cu puţine elemente care să permită distingerea lor macroscopică în teren.

Aşadar, se atribuie Tithonicului aşa-zisele Calcare de Stramberg în grosime, după unii autori, de până la 300 m, cuprinse între Berriasianul bine stratificat din acoperiş şi Formaţiunea cu *acanthicum* în culcuş. După cum am mai amintit, primii 50-60 m din baza lor revin, după Dragastan (1975), încă Tithonicului inferior, iar restul Tithonicului superior.

Primele specii din Calcarele de Stramberg din regiunea Hăşmaşului au fost semnalate de către Hauer (1863, pag. 309), care a descris crinoizi, corali şi specii de *Nerinea*, în Hăşmaşul Mare. Acelaşi autor semnalează într-un bloc de calcare de pe Pârâul Covaci, nerinee de talie mare cu un diametru de 13-16 cm (!!). Mai târziu, Herbich (1878) determină primele forme specifice din Masivul Ghilcoş, din calcarele dispuse peste Formaţiunea cu *acanthicum*. Lista sa cuprinde: *Cidaris nobilis* GOLDF., *C. regalis* MUNSTER, *Septaliphoria astieriana* (d'ORB.), *Ismenia wahlenbergi* (ZEUSCHNER), *Terebratula bissufarcinata* SCHLOTH., *T. formosa* SUESS, *T. moravica* GLOCKER. Din Hăşmaşul Mare şi Fratele, acelaşi autor menţionează: *Pteroceras sp.*, *Itieria staszicii* ZEUSCHNER, *Ptygmatis pseudobruntrutana* GEMM., *P. carpathica* ZEUSCHNER, *Nerinea zeuschneri* PETERS, *Cryptoplocus consorbinus* ZITTEL, *Diceras arietinum* LAMK.

Lista de faună a Calcarelor de Stramberg stabilită de către Herbich a fost completată ulterior de Vadasz (1915) care, cu ocazia construirii şoselei prin Cheile Bicazului, recoltează şi determină următoarea asociaţie (tabel 3.19): *Cidaris sp.*, *Terebratula immanis* ZEUSCHNER, *T. bilimeki* (=*T. magasiformis* ZEUSCHNER, *fide* Jekelius), *T. moravica* GLOCKER, *T. bieskidensis* ZEUSCHNER, *T. isomorpha* GEMM., *Terebratula sp.*, *Waldheimia n.sp.* (=*Terebratula cf. bauhini* ETTALON, *fide* Jekelius), *Rhynchonella sp.* (*cf. glockeri* REMES), *Pecten sp.* div. sp., *Lima sp.* (*cf. Lima latelunulata* BOEHM), *Patella sp.*, resturi de crustacei.

Revizuind materialul paleontologic colectat de autorii anteriori, Jekelius (1921) prezintă o listă de faună care cuprinde: *Collyrites sp.*, *Cidaris sp.*,

Septaliphoria astieriana (d'ORB.), *Rhynchonella strioplicata* QUENSTEDT, *R. sp. cf. glockeri* REMES, *Terebratula sp. T. moravica* GLOCKER, *T. cf. bauhini* ETTALON, *T. immanis* ZEUSCHNER, *T. formosa* SUESS, *T. cyclogonia* ZEUSCHNER, *T. isomorpha* GEMM., *T. bissufarcinata* SCHLOTH., *T. bieskidensis* ZEUSCHNER, *T. magasiformis* ZEUSCHNER, *Zeilleria cf. pseudolagenalis* MOESCH, *Dictiothyris reticulata* SCHLOTH., *Unicardium sp.*, *Diceras sp.*, *Chlamys moravicus* REMES, *C. subtextorius* MUNSTER, *C. cf. ithonius* GEMM. et di BLASSI, *Aequipecten nebrodensis* GEMM. et di BLASSI, , *Lima cf. atelunulata* BOEHM, *L. cf. tithonia* GEMM., *Patella sp.*, *Prosopon etalloni* GEMM.

Tabelul 3.21. **Fauna Calcarelor de Stramberg din Pânza de Hăghimaş**

Genul, Specia	Herbich (1878)	Vadasz (1915)	Jekelius (1921)	Băncilă (1941)	Preda şi Pelin (1964)	Grasu (1971)	Dragastan (1975)
1	2	3	4	5	6	7	8
Gasteropode							
Itieria staszycii ZEUSCHNER	+						
Ptygmatis pseudobruntrutana GEMM.	+						
Ptygmatis carpathica ZEUSCHNER	+						
Nerinea zeuschneri PETERS	+						
Nerinea hoheneggeri PETERS				+	+	+	
Nerinea strigillata STRUCKMAN				+	+	+	
Nerinea hobeneggeri PETREUS							+
Nerinea cf. *nodosa* (d'ORB.)							+
Nerinea zeuschneri PETERS							+
Nerinea lorioli ZITTEL							+
Nerinea silesiaca ZITTEL							+
Cryptoplocus consorbinus ZITTEL	+						
Bivalve							
Chlamys moravicus (REMES)			+		+	+	
*Aequipecten nebrodensis*GEMM et diBL.			+			+	
Chlamys subtextorius (MUNSTER)			+		+		
Chlamys polycycla (BLASCHKE)						+	
Chlamys viminea (SOW.)						+	
Chlamys oppeli (GEMM. et di BLASI)						+	
Chlamys poecilographus (G. et di BL.						+	
Chlamys hoszuphaluensis, JEKELIUS						+	
Chlamys strambergensis (REMES)						+	
Pecten acrocrysus GEMM.et di BLASI						+	
Chlamys mantochensis (ETALLON)						+	
Chlamys adzagensis HIMS.						+	
Champtochlamys aff. *suprajurensis* (BUV.)						+	
Camptonectes cf. *ledonicus* (LORIOL)						+	
Spondylopecten cordiformis (GEMM. et di BLASI)						+	
Spondylopecten rochati (LORIOL)						+	
Camptonectes cf. tithonius (GEMM. et di BLASI)			+				
Spondylopecten gemmellaroi (REMES)						+	
Sponyilopecten subpunctatus (GOLDF.)						+	
Velopecten astartinus LORIOL						+	
Velopecten inaequistriatus (VOLTZ)						+	
Ctenostreon rubicundum BOEHM						+	
Ctenostreon aff. *proboscideum* SOW.						+	

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.21 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8
Spondylus tithonius BOEHM						+	
Lima latelunulata BOEHM		+	+			+	
Lima cf. *tithonia* GEMM.			+				
Lima alternicosta GOLDF.						+	
Lima bucculenta BOEHM						+	
Lima pratzi BOEHM						+	
Lima notata GOLDF.						+	
Lima ferri BOEHM						+	
Ctenoides ctenoides BOEHM						+	
Astarte aff. *tetragona* ETALLON						+	
Diceras arietinum LAMARCK	+						
Brachiopode							
Septaliphoria astieriana (d'ORB.)	+		+		+	+	
Septaliphoria pinguis (ROEMER)						+	
„*Terebratula*" *moravica* GLOCKER	+	+	+			+	
„*Terebratula*"*formosa* SUESS	+		+				
„*Terebratula*"*bissufarcinata* SCHLOTH.	+		+				
„*Terebratula*" *immanis* ZEUSCHNER		+	+				
Loboidothyris insignis (SCHUBLER)				+			
„*Terebratula*" *beskidensis* ZEUSCHNER		+	+				
„*Terebratula*"*isomorpha* GEMM.		+	+				
„*Terebratula*" cf. *bauhini* ETALLON		+	+				
„*Terebratula*" *cyclogonia* ZEUSCHNER			+				
„*Terebratula*"*diformis* QUENSTEDT				+			
„*Terebratula*"cf. *simplicissima* ZEUSCHNER						+	
„*Terebratula*" *tichaviensis* SUESS						+	
Zeilleria magasiformis (ZEUSCHNER)		+	+				
Zeilleria cf. *pseudolagenalis* MOESCH			+				
Dictyothyris reticulata SCHLOTH.			+				
Terebratullina substrata SCHLOTH.							
Terebratullina subtriata SUESS				+		+	
Ismenia pectunculoides SCHLOTH.						+	
Ismenia trigonella SCHLOT.						+	
Megerlea (Ismenia) ambitiosa SUESS						+	
Megerlea (Ismenia) wahlenbergi ZEUSCHNER	+						
„*Rhynchonella*" *strioplicata* QUENST.							
„*Rhynchonella*" cf. *glockeri* REMES		+	+				
„*Rhynchonella*" *depressa* d'ORB.				+			
„*Rhynchonella*" *inconstans* SOW.							
„*Rhynchonella*" *pompeckti* REMES				+			
Lacunosella suessi (ZITTEL)							
Echinoderme							
Cidaris nobilis GOLDF.	+						
Cidaris regalis MUNSTER	+						
Cidaris coronata GOLDF.				+			
Alte organisme							
Sphaerodus gigas AGASSIZ				+		+	
Nautilus franconicus OPPEL				+			
Perisphinctes sp.						+	
Prosopon etalloni GEM.			+				
Thecosmilia trichotoma GOLDF.				+			
Isastrea heliolithoides GOLDF.				+			
Thecosmilia dichotoma (GOLDF.)							+
Adriatella poljaki MILAN							+
Diptyxis bidentatus (GEMM.)							+
Ptygmatis carpathica ZEUSCHNER							+
Itiera staszicii ZEUSCHNER							+

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La fauna descrisă de autorii precedenţi, Băncilă (1941) adaugă următoarele specii: *Thecosmilia trichotoma* GOLDF., *Isastrea heliolithoides* GOLDF., *Cidaris coronata* GOILDF., *Rhynchonella depressa* d'ORB., *R. pompecji* REMES, *Terebratullina substriata* SCHLOTH., *Loboidothyris insignis* (SCHUBLER), *Terebratula diformis* QUENSTEDT, *Nerinea hoheneggeri* PETERS, *Nerinea strigillata* STRUCKMAN, *Nautilus franconicus* OPPEL., *Sphaerodus gigas* AGASSIZ (tabel 3.19).

Din zona Cheilor Bicazului, Preda şi Pelin (1964) au descris şi ei o faună cu: *Cidaris sp.*, *Septaliphoria astieriana* (d'ORB.), *Terebratula bieskidensis* ZEUSCHNER, *Unicardium sp.*, *Chlamys moravicus* (REMES), *C. subtextorius* (MUNSTER), *Nerinea hoheneggeri* PETRTS, *N. strigillata* STRUCKMAN.

De pe Pârâul Oii, din Suhardul Mic, Pârâul Cupaşelor şi Cheile Bicazului, Grasu (1971) a colectat şi determinat o bogată faună de bivalve şi brachiopode; majoritatea speciilor sunt inedite pentru Tithonicul din Hăşmaş, iar unele chiar pentru Tithonicul din România. Lista cuprinde: *Chlamys polycycla* (BLASCKE), *C. vimineus* (SOW.), *C. oppeli* (GEMM. et di BLASSI), *C. poecilographus* (GEMM. et di BLASSI), *C. hoszuphaluensis* JEKELIUS, *C. strambergensis* (REMES), *C. adzagensis* HIMSIASVILI, *C. moravicus* (REMES), *C. mantochensis* (ETALLON), *Spondylopecten cordiformis* (GEMM. et di BLASSI), *S. rochati* LORIOL, *S. gemmellaroi* (REMES), *S. subpunctatus* (GOLDF.), *Aequipecten nebrodensis* (GEMM. et di BLASSI), *Pecten acrocrysus* GEMM. et di BLASSI, *Camptonectes sp.*, *Camptonectes cf. ledonicus* (LORIOL), *Velopecten astartinus* (LORIOL), *V. inaequistriatus* (VOLTZ), *Camptochlamys aff. suprajurensis* (BUVIGNIER), *Ctenostreon rubicundum* BOEHM, *Ctenostreon aff. proboscideum* SOW., *Lima alternicosta* BUVIGNIER, *L. bucculenta* BOEHM, *L. pratzi* BOEHM, *L. latelunulata* BOEHM, *L. ferri* BOEHM, *L. notata* GOLDF., *Ctenoides ctenoides* BOEHM, *Spondylus tithonius* BOEHM, *Spondylus sp.*, *Ostrea sp.*, *Astarte aff. tetragona* ETALLON, *Septaliphoria astieriana* (d'ORB.), *S. pinguis* (ROEMER), *Ismenia pectunculoides* SCHLOTH., *I. trigonella* SCHLOTH., *I. ambitiosa* (SUESS), *Terebratula moravica* GLOCKER, *T. cf. simplicissima* ZEUSCHNER, *T. tichaviensis* SUESS, *Terebratullina substriata* SUESS, *Shaerodus gigas* AGASSIZ.

Ultima contribuţie la cunoaşterea macrofaunei Calcarelor de Stramberg o datorăm lui Dragastan (1975), autor care din Masivul Ghilcoş şi apoi Surduc, citează următoarele specii: *Thecosmilia trichotoma* (GOLDF.), *Ostrea sp.*, *Heliocoenia sp.*, *Adriatella poljaki* MILAN, *Nerinea hoheneggeri* PETERS, *N. cf. nodosa* (d'ORB.), *N. zeuschneri* PETERS, *N. silesiaca* ZITTEL, *N. lorioli* ZITTEL, *Diptyxis bidentatus* (GEMMELLARO), *Pileolus sp.*, *Ptygmatis carpathica* ZEUSCHNER, *Itieria staszicii* ZEUSCHNER, *Tylostoma sp.*, *Sphaerodus gigas* AG., *Cidaris nobilis* GOLDF., *Cidaris sp.*, *Chlamys subtextorius* (MUNSTER). Acelaşi autor, în urma unei analize microfaciale de mare detaliu, comple-teză inventarul fosilifer cunoscut din Calcarele de Stramberg cu următorii taxoni de alge, foraminifere, hidrozoare ş.a.: *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Mercierella dacica*[1)] DRAGASTAN, *Globochaete alpina* LOMB., *Pianella*

pygmaea (GUMBEL), *Pseudocyclammina lituus* (ZOK.), *Cayeuxia moldavica*[1)] FROLLO, *Hicorocodium fertilis* ENDO, *Archeolithothamnium somensis* ENDO, *Barroisia sp.*, *Pianella johnsoni*[1)] DRAGASTAN, *Trocholina aff. alpina* (LEUPOLD), *Clypeina parvissima*[1)] DRAGASTAN, *Kurnubia jurassica* (HENSON), *Likanella sp.*, *Pseudoepimastropora jurassica* ENDO, *Durandella helentappani*[1)] DRAGASTAN, *Cylindroporella arabica* ELLIOTT, *Amobaculites coprolithiformis* (SCHWAG.)., *Diversocalis sp.*, *Teutloporella obsoleta* CAROZZI, *Acicularia elongata* CAROZZI, *Bankia striata* (CAROZZI), *Bouenia hochstetteri* (TOULA), *Teutloporella sp.*, *Lithophyllum maslovi*[1)] DRAGASTAN, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Acervulina sp.*, *Nipponophycus aff. ramosus* YABE et TOYAMA, *Everticyclammina aff. virguliana* (KOECKLIN), *Turrispirillina sp.*, *Spongiomorpha asiatica* YABE et SUGYAMA, *Cayeuxia anae*[1)] DRAGASTAN, *Clypeina catinula* CAROZZI, *Acicularia minuta* (MASLOV), *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Actinoporella podolica* (ALTH), *Ortonella lemoineae*[1)] DRAGASTAN, *Favreina salevensis* (PAREJAS), *Chitinoidella sp.*, *Acicularia elongata* CAROZZI, *Arabicodium jurassicum*[1)] DRAGASTAN, *Clypeina jurassica* (FAVRE), *Cladocoropsis sp.*, *Torinosuella peneropliformis* (YABE et HANZAWA), *Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER, *Cayeuxia aff. kurdistanensis* ELLIOTT, *Likanella aff. barheli* BERNIER, *Cayeuxia elliotti*[1)] DRAGASTAN, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Petrascula bursiformis* (ETALLON), *Teuthoporella socialis* PRATURLON, *Lithocodium morikawai* ENDO.

Din punct de vedere batimetric, Dragastan consideră că adâncimile bazinului din timpul sedimentării Calcarelor de Stramberg descresc din Tithonicul inferior spre cel superior, de la 40-70 m la 10-30 m, fapt demonstrat de lipsa totală a amoniţilor şi marea participare a hidrozoarelor, gasteropodelor şi a algelor codiacee şi dasycladaceae (fig. 3.29).

3.3.3.5. Formaţiunile cretacice

Neocomianul. Pe harta geologică a împrejurimilor Cheilor Bicazului ridicată de Atanasiu (1958) şi prezentată postum de către Băncilă (1958), autorul a separat un petic de calcare cu aspect marnos, după el, dispuse peste Calcarele de Stramberg şi datate, cu semnul întrebării, cretacic inferioare; aflorimentul se află în Hăşmaşul Negru, imediat la nord de cota 1673. Studiile ulterioare au demonstrat justeţea observaţiei făcută de Atanasiu, depozitele calcaroase în cauză revenind Neocomianului.

Observaţiile făcute de Grasu (1969) au arătat că este vorba de calcare bine stratificate în strate de 10-20-40 cm grosime sau mai mult, de culoare cenuşiu-negricioasă, uneori cenuşiu-albăstrui. Ele au interstratificate calcare sublitografice de culoare ciocolatie. Studiul microfacial, conexat cu date de ordin chimic (Grasu et al., 1995) arată că aceste calcare sunt micrite şi biopelmicrite, biomicrite argilo-cuarţsiltitice şi biopelmicrite argiloase; conţinutul lor în carbonaţi variază foarte mult, de la 60,29% până la 95,58%, iar în argilă de la 3,08% la 25,88%; adaosul silto-nisipos ajunge la valori de 1,34-13,85%. Aşadar, conţinutul în argilă le

apropie de aspectul marnos, ceea ce l-a făcut pe Atanasiu să le considere calcare marnoase, iar pe Săndulescu să le separe ca orizont marno-calcaros. Din aceste depozite, Grasu (1969) a determinat următoarea faună: *Berriasella cf. privasensis* (PICT.), *Neocomites necomiensis* (d'ORB.), *Eodesmoceras sp.*, *Pholadomya sanctae-crucis* (PICT. et CAMPICHE), *P. scaphoides* (PICT. et CAMP.), *Tethironia cf. renevieri* LORIOL, *Nuculana subrecurva* (PHILL.), *Nuculana sp.*, *Lima sp.*, *Leda sp.*, *Apporhais sp.*, *Hibolites sp.* În secţiuni subţiri s-au evidenţiat resturi de tintinnide, printre care *Calpionella alpina* LOR şi *C. elliptica* CADISH.

Tabelul 3.22. **Asociaţia de foraminifere, alge şi alte organisme fosile din Calcarele de Stramberg**

Genul, Specia	Dragastan (1975)	Săndulescu (1975)
Nautiloculina oolitica MOHLER	+	+
Mercierella dacica DRAGASTAN	+	
Globochaete alpina LOMBARD	+	
Pianella pygmaea (GUMBEL)	+	
Pseudocyclammina lituus (ZOK.)	+	+
Cayeuxia moldavica FROLLO	+	+
Hicorocodium fertilis ENDO	+	
Archaeolithothamnium somensis ENDO	+	
Barroisia sp.	+	
Pianella johnsoni DRAGASTAN	+	+
Trocholina aff. *alpina* (LEUPOLD)	+	
Clypeina parvissima DRAGASTAN	+	
Kurnubia jurassica (HENSON)	+	
Likanella sp.	+	
Pseudoepimastropora jurassica ENDO	+	
Durandella helentappani DRAGASTAN	+	
Cylindroporella arabica ELLIOT	+	
Amobaculites coprolithiformis (SCHWAG.)	+	+
Diversocalis sp.	+	
Teutloporella obsoleta CAROZZI	+	
Acicularia elongata CAROZZI	+	
Bankia striata (CAROZZI)	+	
Bouenia hochstetteri (TOULA)	+	
Teutlhoporella sp.	+	
Lithophyllum maslovi DRAGASTAN	+	
Cladocoropsis mirabilis FELIX	+	+
Acervulina sp.	+	
Nipponophycus aff. *ramosus* YABE et TOYAMA	+	
Everticyclammina aff. *virguliana* (KOECKLIN)	+	
Turrispirillina sp.	+	
Spongiomorpha asiatica YABE and SUGYAMA	+	
Cayeuxia anae DRAGASTAN	+	
Clypeina catinula CAROZZI	+	
Acicularia minuta (MASLOV)	+	
Arabicodium jurassicum DRAGASTAN	+	
Clypeina jurassica (FAVRE)	+	+
Trocholina elongata (LEUPOLD)	+	+
Actinoporella podolica (ALTH)	+	+
Ortonella lemoineae DRAGASTAN	+	
Favreina salevensis (PAREJAS)	+	
Chitinoidella sp.	+	
Acicularia elongata CAROZZI	+	
Cladocoropsis sp.	+	
Torinosuella peneropliformis (YABE and HAN.)	+	
Torinosuella peneropliformis (YABE and HAN.)	+	

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.22 (continuare)

1	2	3
Rectocyclamina chouberti HOTTINGER	+	
Cayeuxia aff. *kurdistaneusis* ELLIOT	+	
Likanella sff. *bartheli* BERNIER	+	
Cayeuxia ellioti DRAGASTAN	+	
Petrascula bursiformis (ETALLON)	+	
Teutlhoporella socialis PRATURLON	+	
Lithocodium morikawai ENDO	+	
Clypeina parvula CAROZZI		+
Munieria baconica DEEK.		+
Salpingoporella anulata CAPOZZI)		+
Baccinella irregularis RADOICIC		+
Microcodium agreggatum		+
Calpionella alpina LORIOL		+

Cele două specii de amoniţi indică prezenţa Berriasianului şi a Valanginianului de facies pelagic, fapt întărit şi de speciile de tintinnide. Neocomianul, aşa cum apare el în Hăşmaşul Negru, a fost regăsit apoi de către acelaşi autor în Masivul Ghilcoş, Suhardul Mic, Surduc şi Piatra Bardosului din zona Lacului Roşu, dând posibilitatea să se separe cartografic Calcarele de Stramberg de cele urgoniene (Grasu, 1970). La sud de Hăşmaşul Negru, respectiv în masivele Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Fratele, Neocomianul în facies pelagic bine stratificat nu mai apare, dar din Hăşmaşul Mare, Grasu (1970, 1971) a determinat, din calcare alb-gălbui masive, gasteropodul *Leviathania leviathan* (PICT. et CAMP.) caracteristic pentru Valanginian care arată că în acestă zonă Neocomianul trece în facies neritico-recifal.

Ulterior, depozitele neocomiene au fost cercetate în detaliu de către Dragastan (1975) şi anume în masivele calcaroase din Cheile Bicazului, respectiv Ghilcoşul, Suhardul Mic, Cupaş, Făgetul Ciucului, Bicăjel I şi Bicăjel II; menţionăm că în cazul ultimelor trei masive se face referinţă, de fapt, la culmea calcaroasă a Surducului, situată pe partea dreaptă a apei Bicazului în care sunt săpate Cheile Bicăjelului. Din Masivul Ghilcoşului, Dragastan a determinat următoarea faună: *Leviathania leviathan* (PICT. et CAMP.), *Ampullospira bullimoides* (d'ORB.), *A. incerta* (PCEL.), *Trochonatica helvetica* (PICT. et CAMP.), *Cernina pidaceti* (COQUAND), *Cyllindrobullina lata* (PCELINŢEV), *Pholadomya cf. scaphoides* (PICT. et CAMP.), *Isocardia neocomiensis* (d'ORB.).

După studiul efectuat de Dragastan, reiese că Neocomianul este reprezentat prin toate etajele sale, respectiv Berriasianul, Valanginianul şi Hauterivianul şi că, cel puţin în zona Cheilor Bicazului, Berriasianului îi revin cca 30-40 m, fiind predominant de facies pelagic planctonic cu amoniţi şi calpionellide, dar şi cu unele nivele reduse de facies neritic recifal cu alge şi foraminifere. Grosimea Valanginian-Hauterivianului ajunge, după el, la 130-140 m şi ambele etaje se dezvoltă sub două faciesuri, pelagic cu amoniţi şi calpionellide în partea inferioară şi de facies neritic-recifal în cea superioară. Acolo unde Berriasianul pelagic, bine stratificat, lipseşte, fiind substituit prin faciesul neritic-recifal cu calcare masive, Calcarele de Stramberg nu pot fi separate, încât cartografic avem de a face cu calcare tithonic-neocomiene.

Tabelul 3.23. **Conţinutul macrofaunistic, microfaunistic şi algal al Neocomianului Pânzei de Hăşmaş**

Genul, Specia	Grasu (1969, 1971)	Dragastan (1975)	Săndulescu (1975)
1	2	3	4
Berriasella cf. *privasensis* (PICT.)	+		
Neocomites neocomiensis (d'ORB.)	+		
Eodesmoceras sp.	+		
Leviathania leviathan (PICT. et CAMP.)	+		
Pholadomya sanctae-crucis (PICT. et CAMP.)	+		
Pholadomya scaphoides (PICT. et CAMP.)	+	+	
Tethironia cf. *renevieri* LORIOL	+		
Nuculana subrecurva (PHILL)	+		
Hibolites sp.	+		
Ampullospira incerta (PCEL.)		+	
Ampullospira bullimoides (d'ORB.)		+	
Trochonatica helvetica (PICT. et CAMP.)		+	
Cernina pidaceti (COQUAND)		+	
Cyllindrobullina lata (PCELIN.)		+	
Isocardia neocomiensis (d'ORB.)		+	
Calpionella alpina LORENTZ	+	+	
Calpionella elliptica CADISCH	+	+	
Tintinnopsella carpathica MURG. et FIL.		+	
Tintinnopsella remanei BORZA		+	
Crassicollaria parvula REMANAE		+	+
Calpionellopsis oblonga (CADISCH)		+	
Calpionellopsis simplex (COLOM)		+	
Calpionellites dadayi KNAUER		+	
Lorenziella dacica (FILIP. et DRAG.)		+	
Conicospirillina basiliensis MOHLER			+
Trocholina alpina (LEUP.)			+
Trocholina elongata (LEUPOLD)		+	
Anchispirocyclina lusitanica (EGGER)		+	
Pseudocyclammina aff. *lituus* (YOK.)		+	
Everticyclammina irregularis DRAG.		+	
Everticyclammina virguliana (KOECHLIN)		+	
Nautiloculina oolitica MOHLER		+	
Everticyclamina aff. *elegans* REDMOND		+	
Torinosuella peneropliformis (Y. et HAN.)		+	
Feurtillia frequens MAYNC		+	
Aeolissacus inconstans RADOICIC		+	
Cladocoropsis cretacica TURNSEC		+	
Nipponophycus aff. *ramosus* Y. et TOYAMA		+	
Macroporella praturloni DRAG.		+	
Cymopolia jurassica DRAG.		+	
Griphoporella piae DRAGASTAN		+	+
Cayeuxia moldavica FROLLO		+	
Rodoiciciella subtilis GRAG.		+	
Likanella bartheli BERNIER		+	
Pseudoepimastopora cretacea DRAG.		+	+
Actinoporella podolica (ALTH)		+	
Cayeuxia piae FROLLO		+	
Cayeuxia anae DRAGASTAN		+	
Cayeuxia atanasiui DRAGASTAN		+	
Macroporella embergeri B. et D.		+	
Clypeina solkani CON. et RAD.		+	
Lithocodium aggregatum ELLIOT		+	
Likanella campanensis AZ. et JAFF.		+	
Favreina cuvillieri BRON.		+	

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.23 (continuare)

1	2	3	4
Heteroporella lemoinei DRAGASTAN		+	
Diplopora johnstoni PRATURLON		+	
Salpingoporella annulata CAROZZI		+	+
Cayeuxia elliotti DRAGASTAN		+	
Salpingoporella radoicicae (PRAT.)		+	
Clypeina pajovicae RADOICIC		+	
Lithophyllum maslovi DRAG.		+	
Cayeuxia fruticulosa JOHNSON		+	
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)		+	
Bacinella iregularis RADOICIC		+	+
Cylindroporella sugdeni ELLIOTT		+	
Clypeina jurassica (FAVRE)	+		
Clypeina parvula CAROZZI			+
Munieria baconica DEEK.			+
Ammobaculites coprolithiformis (SCHWAG.)			+
Kurnubia palestiniensis HENSON			+

În afara macrofaunei, în calcarele neocomiene, Dragastan (1975) a evidenţiat prin studiul microfacial şi un mare număr de specii de foraminifere, tintinnide şi mai ales alge. Speciile descrise şi figurate de autor sunt: *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella carpathica* MURG. et FILIP., *T. remanei* BORZA, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Nipponophycus aff. ramosus* YABE et TOYAMA, *Macroporella praturloni*[1)] DRAGASTAN, *Cymopolia jurassica*[1)] DRAGASTAN, *Griphoporella piae*[1)] DRAGASTAN, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Cayeuxia moldavica*[1)] FROLLO, *C. piae*[1)] FROLLO, *C. anae*[1)] DRAGASTAN, *C. atanasiui*[1)] DRAGASTAN, *C. elliotti*[1)] DRAGASTAN, *C. fruticulosa* JOHNSON et KASKA, *Trocholina elongata* (LEUPOLD), *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Pseudocyclammina aff. lituus* (YOK.), *Pseudocyclammina sp.*, *Aeolissacus inconstans* RADOICIC, *Radoiciciella subtilis*[1)] DRAGASTAN, *Likanella bartheli* BERNIER, *Likanella sp.*, *Everticyclammina irregularis*[1)] DRAGASTAN, *E. virguliana* (KOECHLIN), *Pseudoepimastopora cretacea*[1)] DRAGASTAN, *Actinoporella podolica* (ALTH), *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Permocalculus sp.*, *Everticyclammina aff. elegans* REDMOND, *Torinosuella peneropliformis* (YABE et HANZAWA), *Macroporella* BOUROULLEC et DELOFFRE, *Feurtillia sp.*, *Feurtillia frequens* MAYNC, *Radoiciciella subtilis*[1)] DRAGASTAN, *Clypeina solkani* CONRAD et RADOICIC, *C. aff. pajovicae* RADOICIC, *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *C. simplex* (COLOM), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Favreina cuvillieri* BRONIMMAN, *Likanella campanensis* AZEMA et JAFFREZO, *Heteroporella lemoinei*[1)] DRAGASTAN, *Diplopora johnsoni* PRATURLON, *Lorenziella dacica*[1)] (FILIP. et DRAGASTAN), *Calpionellites dadayi* KNAUER, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. radoicicae* (PRATURLON), *Lithophyllum maslovi*[1)] DRAGASTAN, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Chinianella sp.*, *Cylindroporella sugdeni ELLIOTT*, *Cladocoropsis cretacica* TURNSEK, *Bacinella irregularis* RADOICIC.

[1] Toate aceste specii îşi au holotipurile în suita transilvană din Sinclinalul Hăşmaşului

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.24. **Macrofauna, microfauna, algele şi alte grupe de organisme fosile din Urgonianul Sinclinalului Hăşmaş**

Genul, specia	Preda şi Pelin (1962, 1964)	Grasu (1971)	Dragastan (1975)
Requenia ammonia GOLDFUSS	+	+	+
Requenia ammonia GOLDF. var *scalaris* PAQ.	+	+	+
Requenia ammonia GOLDF. var *minor* DOUV.	+		
Requenia pellati PAQUIER	+	+	+
Toncasia carinata MATHERON	+	+	+
Nerinea archimedi (d'ORB.)		+	
Trochoptygmatis aff. *longa* PCELTNTEV		+	
Trocholina friburgensis (GUIL. et RECH.)			+
Trocholina aptiensis IOVTCHEVA			+
Choffatella decipiens SCHLUMBERGER			+
Pseudocyclammina hedbergi MAYNC			+
Pseudotextulariella scarsellai (DE GASTEO)			+
Paleodictyoconus arabicus (HENSON)			+
Orbitolinopsis simplex (HENSON)			+
Orbitolina conica GRAS.		+	+
Acicularia intermedia DRAGASTAN			+
Acicularia antiqua PIA			+
Pianella exilis DRAGASTAN			+
Salpingoporella melitae (RADOICIC)			+
Salpingoporella turgida (RADOICIC)			+
Salpingoporella dinarica (RADOICIC)			+
Salpingoporella carpathica DRAGASTAN			+
Cymopolia jurassica DRAGASTAN			+
Cymopolia aff. *longistila* SOKAC et NIK.			+
Pseudoepimastropora cretacea DRAG.			+
Likanella danilovae RADOICIC			+
Carpathoporella fontis (PATRULIUS)			+
Dasycladacea dalmatica DRAGASTAN			+
Dasycladacea laskarevi RADOICIC			+
Cayeuxia moldavica FROLLO			+
Cayeuxia piae FROLLO			+
Cayeuxia fruticulosa JOHNSON			+
Cayeuxia ellioti DRAGASTAN			+
Cayeuxia atanasiui DRAGASTAN			+
Lithocodium aggregatum ELLIOT			+
Arabicodium orientalis DRAGASTAN			+
Arabicodium sp.			+
Amphiroa carpiana (DRAGASTAN)			+
Thaumathoporella parvovesiculifera (RAIN)			+
Permocalculus geticus DRAGASTAN			+
Ethelia alba (PFENDER)			+
Bacinella irregularis RADOICIC			+
Cladocoropsis cretacica TURNSEK			+
Chaetetopsis rumanus (SIMIONESCU)			+
Lacrymorphus barremianus DRAGASTAN			+

Urgonianul (Barremian-Apţian inf.). Reprezintă, după cum se ştie, faciesul recifal, inseparabil, al Barremianului şi Apţianului inferior. Este ultimul termen stratigrafic din Pînza transilvană de Hăşmaş, având o grosime ce depăşeşte 200 m. Are, după părerea lui Săndulescu (1975), un caracter uşor transgresiv şi este constituit dintr-o stivă de calcare masive, albe, cenuşii, gălbui-roz sau chiar roşii cu aspect variabil, pelitomorf, arenitic sau chiar ruditic.

Microfacial, au fost analizate până la detaliu de Săndulescu (1975) şi mai

UBB CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ales Dragastan (1975), care descriu varietăţi biomicritice, biopelsparitice, biopelmicritice şi biooopelsparitice, multe din ele cu caracter intraclastic. Sunt calcare aproape pure, lipsite de fracţiune detritică, fapt ilustrat de procentul redus al reziduului insolubil, situat între 0,25% şi 1,85% (Grasu et al., 1995).

Corespund calcarelor cu *caprotine* ale lui Herbich (1878) sau cu *Requenia* ale lui Vadasz (1915). Apartenenţa lor la faciesul urgonian a fost stabilită pe baza unor forme specifice de pachiodonte de către Preda şi Pelin (1962, 1964) şi mai apoi de către Grasu (1971). Calcarele urgoniene se întâlnesc în zona Lacului Roşu şi anume în masivele Ghilcoş, Suhardul Mic, Făgetul Ciucului, Bicăjel I, Bicăjel II (Dragastan, 1975), Cupaş, Bardos, iar mai la sud în Hăghimaşul Negru şi Telecul Mare. După observaţiile noastre, pe harta geologică 1:50 000 - foaia Dămuc arealele atribuite Urgonianului sunt limitate în special în masivele Bardos, Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Fratele unde, de fapt, punctele fosilifere cu pachiodonte sunt frecvente.

Preda şi Pelin (1962, 1964) au determinat din calcarele urgoniene din zona Lacului Roşu, următoarea macrofaună: *Requenia ammonia* GLDFUSS, *R. ammonia* GOLDF. *var scalaris* DOUV., *R. ammonia* GOLDF. *var minor* DOUV., *R. pellati* PAQUIER, *Toucasia carinata* MATHERON. Grasu (1971) citează şi el din Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Masivul Bardos speciile: *Requenia ammonia* GOLDFUSS, *R. ammonia* GOLDF. *var. scalaris* PAQUIER, *R. pellati* PAQUIER, *Nerinea archimedi* (d'ORB.), *Trochoptygmatis aff. longa* PCEL.

Cel mai complet studiu microfacial al Urgonianului îi aparţine lui Dragastan (1975) care l-a identificat în masivele Ghilcoş, Suhardul Mic, Făgetul Ciucului, Bicăjel I şi II şi Cupaş. În calcarele urgoniene autorul a identificat, pe lângă speciile de pachiodonte, foraminifere, alge şi hidrozoare. Multe din specii îşi au holotipul în masivele calcaroase enumerate mai sus. Lista lor cuprinde următoarele specii: *Trocholina friburgensis* (GUILLAUME et REICHEL), *T. aptiensis* IOVTCHEVA, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Pseudotextulariella scarsellai* (De CASTRO), *Palaeodictyoconus arabicus* (HENSON), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Acicularia intermedia*[1)] DRAGASTAN, *A. antiqua* PIA, *Pianella exilis*[1)] DRAGASTAN, *Salpingoporella melitae* (RADOICIC), *S. dinarica* RADOICIC, *S. carpathica*[1)] DRAGASTAN, *S. turgida* (RADOICIC), *Cymopolia jurassica*[1)] DRAGASTAN, *C. aff. longistila* SOKAC et NIKLER, *Pseudoepimastropora cretacea*[1)] DRAGASTAN, *Likanella danilovae* RADOICIC, *Carpathoporella fontis*[1)] (PATRILIUS), *Dasycladacea dalmatica*[1)] DRAGASTAN, *D. laskarevi* RADOICIC, *Cayeuxia moldavica*[1)] FROLLO, *C. piae*[1)] FROLLO, *C. fruticulosa* JOHNSON, *C. ellioti*[1)] DRAGASTAN, *C. atanasiui*[1)] DRAGASTAN, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Arabicodium orientalis*[1)] DRAGASTAN, *Arabicodium sp.*, *Amphiroa carpiana*[1)] (DRAGASTAN), *Thaumathoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Permocalculus geticus* DRAGASTAN, *Ethelia alba* (PFENDER). Stromatolitele de tip sphaeroidal şi ellipsoidal sunt: *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Cladocoropsis cretacica* TURNSEK, *Chaetetopsis rumanus* (SIMIONESCU), *Lacrymorphus barremian us*[1)] DRAGASTAN.

4. MAGMATITELE BAZICE ŞI ULTRABAZICE. SEMNIFICAŢIE GEOTECTONICĂ

Cadrul geotectonic, stratigrafic şi paleogeografic al magmatitelor bazice şi ultrabazice din aria sinclinalului Hăşmaş, nu poate fi discutat în afara conexiunii sale cu seriile similare din celelalte două arii cristalino-mezozoice, din Rarău şi Perşani.

Este cunoscut faptul că bazitele din cele trei regiuni asociate seriilor sedimentare mezozoice au fost considerate de-a lungul timpului legate de erupţii petrecute în intervalul Triasic-Cretacic (Herbich, 1878; Uhlig, 1907; Atanasiu, 1928; Krautner, 1929; Băncilă, 1941; Dimitrescu, 1957; Rădulescu şi Dimitrescu, 1982; Ilie, 1954; Patrulius, 1960, 1963; Popescu şi Patrulius, 1964; Cioflică et al.,1965; Mutihac, 1968).

Deşi privite ca „iniţialite", cu excepţia lui Uhlig (1907) şi apoi Popescu şi Patrulius (1964), restul autorilor citaţi le-au considerat în totalitate ca fiind succesiuni *in situ*. Odată cu amorsarea ideii tectonicii globale, vârsta lor nu a fost modificată, în sensul apartenenţei la intervalul Triasic-Cretacic, aşa cum am mai menţionat, dar li s-a schimbat cadrul geotectonic. În acest sens, primul studiu sistematic, petrografic şi geochimic, al rocilor bazice şi ultrabazice din Sinclinalul Hăşmaşului a fost efectuat de către Russo-Săndulescu et al. (1981), şi ulterior de Săndulescu şi Russo-Săndulescu (1981). Probele supuse analizelor provin atât din klippele olistolitice incluse în masa wildflyschului cretacic, cât şi dintr-o serie de petice de rabotaj asociate lambourilor de acoperire ale pânzei transilvane de Hăşmaş. Este vorba de ultrabazite, respectiv serpentinitele de la Piatra Runcului-Tulgheş din Muntele Criminiş, citate la Crucea lui Ţepeş încă de Atanasiu (1928), ca şi de bazaltele spilitice sau spilitele vacuolare, uneori cu structuri de pillow-lava, cum sunt cele din zone fostei Cabane „Cheile Bicazului" (foto 4.1-4.4), Hăghieş, Chicera, Pârâul Cupaş şi Pârâul Oii.

Toate probele au fost analizate atât sub aspectul componenţilor chimici majori, ca şi al conţinutului în elemente urmă (tabele 4.1-4.2), rezultatele fiind prezentate într-o serie de diagrame în vederea stabilirii semnificaţiei geotectonice a acestor magmatite. Astfel, utilizând diagrama Ti-Zr-Y a lui Pearce şi Cann (1973), probele în discuţie se plasează, cu unele excepţii, în trei câmpuri (fig. 4.1): roci bazice de fund oceanic, roci bazice de intraplacă şi roci bazice de arc vulcanic. În diagrama Ti-Cr a lui Pearce şi Cann (1975) de discriminare a bazaltelor de fund oceanic de tholeitele de arc insular, majoritatea probelor din Sinclinalul

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Hăşmaşului se plasează în câmpul rocilor bazice de fund oceanic. În acelaşi timp, diagramele P_2O_5-Zr şi TiO_2-Zr/P_2O_5 ale lui Beccaluva et al. (1977) confirmă caracterul tholeitic al rocilor bazice de fund oceanic şi alcalin al celor de intraplacă pentru probele în discuţie. Pe baza studiilor menţionate s-a ajuns la concluzia că ansamblul rocilor bazice şi ultrabazice din Sinclinalul Marginal Extern, şi implicit din Sinclinalul Hăşmaşului, asociat seriilor transilvane, reprezintă vestigiile unui complex ofiolitic, confirmând astfel ipotezele mai vechi (Rădulescu şi Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1984) după care zona lui de origine o reprezintă domeniul transilvan cu scoarţă oceanică.

Varietatea compoziţională a complexului ofiolitic în care s-au identificat tipuri variate de roci mafice de fund oceanic, de arc insular sau de intraplacă poate fi explicată, după autori, prin procesele ce au avut loc în domeniul oceanic transilvan, care caracterizează şi alte zone cu complexe ofiolitice, cum ar fi Ciprul, comparat de către Pierce (1975) cu erupţiile actuale din Hawaii şi Galapagos, respectiv cu insulele vulcanice din însăşi aria plăcii oceanice.

Tabelul 4.1. **Chimismul şi conţinutul în elemente urmă a unor roci ultrabazice din Sinclinalul Hăşmaşului (după Russo-Săndulescu et al., 1981)**

OXIZI → Probe ↓	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
4183[1)]	25,49	0,00	1,84	6,13	2,30	0,57	21,07	19,10	0,15	0,00	0,00
4177[1)]	40,21	0,00	1,04	7,42	0,88	0,15	36,46	0,00	0,00	0,00	0,00
2669[2)]	40,56	0,00	3,10	6,92	0,75	0,12	36,88	1,98	0,00	0,00	0,00
4619[2)]	41,60	0,00	2,90	5,52	2,16	0,12	35,08	1,99	0,00	0,00	0,00
986[3)]	43,00	0,00	0,67	5,50	1,03	0,25	13,14	17,90	0,00	0,00	0,00

Elemente (ppm) → Probe ↓	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ba	Sr	Cr/Ni	V/Sc	Ni/Co
4183	47	1500	114	3800	130	22	11,5	550	2,53	5,90	13,2
4177	7	2900	102	2300	36	13	20	ndt	0,80	2,77	28,4

[1)] Piatra Runcului-Tulgheş; [2)] Criminiş; [3)] Bâtca Neagră

În ultimii ani, aceleaşi ofiolite au făcut obiectul unei lucrări de doctorat (Grinea, 1998) la ale cărei rezultate, încă nepublicate, ne vom referi în cele ce urmează. După acest autor, condiţia tectonică sub care apar rocile cu caracter ofiolitic, bazice şi ultrabazice, se află în trei situaţi distincte şi anume:

A. aflorimente de magmatite cu dezvoltare areală limitată, asociate unor lambouri calcaroase ale Pânzei de Hăşmaş, respectiv lambouri de acoperire care, de fapt, tectonic, par să corespundă unor petice de rabotaj antrenate în procesul de obducţie-decolare; cazurile de acest tip sunt mai rare;

B. magmatite bazice cu caracter olistolitic; este vorba de blocuri de la dimensiuni submetrice până la zeci sau chiar sute de metri cubi; acest tip de ocurenţă are cea mai mare frecvenţă; genetic, se admite că aceste olistolite cu caracter ofiolitic au fost desprinse din fruntea lambourilor în avansare şi incluse în masa wildflysch-ului barremian-albian care a constituit patul de glisare în procesul de şariaj al pânzelor transilvane;

C. magmatite bazice, respectiv corpuri de bazalte care străpung cristalinul autohtonului bucovinic, uneori chiar şi dolomitele triasice; este vorba deci de bazite *in situ*, de asemenea cu caracter ofiolitic, dar al căror statut geotectonic este destul de controversat şi mai greu de stabilit.

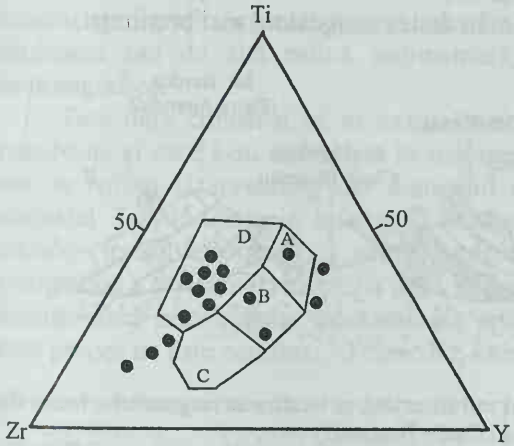


Fig. 4.1. Proiecţia unor bazalte spilitice din Sinclinalul Hăşmaşului în diagrama Ti-Zr-Y a lui Pearce şi Cann (1973) (după Russo-Săndulescu et al., 1981):
A – bazalte de arc vulcanic; B – bazalte de fund oceanic; D – bazalte de intraplacă; C – tholeite subpotasice.

Tabelul 4.2. **Chimismul unor probe de bazalte spilitice şi spilite vacuolare din Sinclinalul Hăşmaşului (după Russo-Săndulescu et al., 1981)**

OXIZI → Probe ↓	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
812[1)]	47,80	1,39	15,00	8,52	2,37	0,68	6,95	5,17	5,17	0,00	0,12
2786[2)]	46,70	1,44	15,80	6,60	5,19	0,14	5,76	4,95	4,70	0,30	0,15
CN11[3)]	54,60	0,39	13,70	0,94	6,20	0,15	7,07	6,20	3,76	0,30	0,00
3185[4)]	51,70	1,40	15,80	7,73	0,85	0,21	6,56	4,42	4,95	0,34	0,56
755[5)]	45,20	2,03	15,40	4,88	0,17	0,12	3,48	13,60	2,24	2,37	0,53
869A[6)]	49,00	1,44	16,10	9,54	0,11	0,12	2,90	6,80	3,53	3,19	0,58
515B[7)]	44,60	2,05	15,60	12,03	0,00	0,17	0,90	10,90	2,80	2,18	0,56
620B[8)]	42,50	2,53	16,60	2,82	5,14	0,31	3,02	11,05	3,36	0,30	0,55
1179[9)]	50,40	1,83	16,20	8,00	0,83	0,18	6,12	6,60	3,85	1,46	0,68

[1)] Pârâul Oii; [2)] Mt. Hăghieş; [3)] Chicera; [4, 5, 9)] Cabana „Cheile Bicazului"; [6)] Pârâul Cupaş; [7)] Valea Stânii; [8)] Mt. Criminiş.

Din prima categorie, cel mai relevant este aflorimentul de bazalte, diabaze şi spilite din semifereastra Cheile Bicazului, din zona fostei cabane cu acelaşi nume (fig. 4.2-5). El se extinde pe o lungime de cca 300 m în versantul stâng al Bicazului, având în pat formaţiunea de wildflysch barremian-albiană, iar în acoperiş succesiunea lamboului calcaros al Muntelui Cupaş, aparţinând Pânzei de Hăşmaş care începe aici cu calcarele roşii cu amoniţi, respectiv Formaţiunea cu *acanthicum* de vârstă kimmeridgiană. Este cel mai extins areal de roci bazice din întreaga cuvetă a Hăşmaşului şi singurul loc, se pare, din Carpaţii Orientali unde apar diabaze cu structură de pillow-lava (foto 4.1- 4.4).

Această ocurenţă a fost studiată îndeaproape de către Grinea (1998), autor care a separat aici diabaze, spilite, diabaze amigdaloide în facies de pillow-lava cu

xenolite calcaroase şi bazalte (fig. 4.5). De menţionat că în cazul acestor roci bazice, autorul utilizează atât termenul de diabaze, cât şi pe cel de bazalte. Pentru a nu deruta, atrage atenţia că termenul de diabaz a fost introdus de către Brogniart (1807) şi a ajuns să desemneze astăzi bazaltele pre-terţiare care, în mod normal, prezintă diverse stadii de alterare. Deci, diabazele trebuie privite ca bazalte transformate chimic, dar şi mineralogic, în facies amigdaloid mai pronunţat.

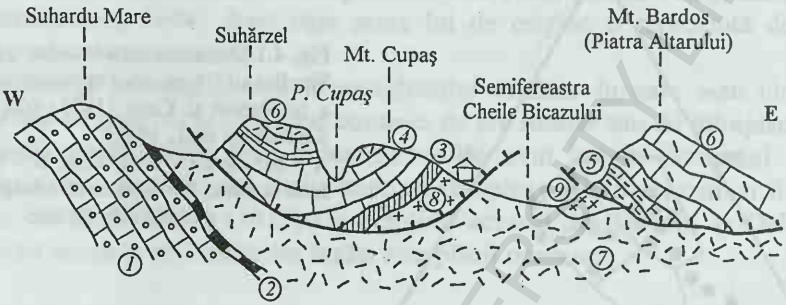


Fig. 4.2. Secţiune geologică generală în lungul văii Bicazului, cu localizarea magmatitelor bazice din zona cabanei Cheile Bicazului:
Autohtonul Bucovinic: *1* – gresii şi calcaro-gresii (Dogger); *2* – jaspuri şi radiolarite (Callovian Oxfordian); *7* – Wildflysch (Barremian-Albian); **Pânza Transilvană de Hăşmaş**: *3* – Formaţiunea cu *acanthicum*; *4* – Calcare de Stramberg (Tithonic); *5* – calcare pelitomorfe stratificate (Neocomian); *6* – calcare urgoniene; *8* – bazalte şi diabaze amigdaloide în facies de pillow-lava; *9* – serpentinite.

Tabelul 4.3. **Conţinutul în elemente urmă al unor bazalte spilitice şi spilite vacuolare din Sinclinalul Hăşmaşului (după Russo-Săndulescu et al., 1981)**

Elemente (ppm)→ Probe ↓	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Nb	Zr	La	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn
812[1)]	55	31	93	230	34	46	5,0	-	135	Ndt	170	140	54	3,5	36	15	Ndt
2786[2)]	90	40	220	310	42	30	4,2	-	100	Ndt	50	300	70	3	82	15	3
CN11[3)]	120	30	480	185	37	12	1,8	-	17	Ndt	55	115	13	Ndt	90	9	2,5
31858[4)]	70	24	115	105	11	22	2,6	75	260	52	700	700	115	3	30	16	3
755[5)]	100	33	150	140	17	22	2,8	57	190	40	460	950	83	Ndt	33	14	Ndt
869A[6)]	75	23	120	125	12	23	2,8	80	320	32	550	750	75	4	26	18	3
515B[7)]	32	15	25	105	10	28	2,4	46	190	50	900	1200	6	3	21	15	4
620B[8)]	120	36	230	175	16	27	2,5	29	210	37	200	1100	70	8,5	44	15	2,5
1179[9)]	70	28	115	130	16	30	2,9	85	270	70	420	950	120	3	36	17	3

[1)] Pârâul Oii; [2)] Mt. Hăghieş; [3)] Chicera; [4, 5, 9)] Cabana „Cheile Bicazului"; [6)] Pârâul Cupaş; [7)] Valea Stânii; [8)] Mt. Criminiş.

Problema esenţială în cazul acestor roci bazice este încadrarea lor stratigrafică. La modul general, deducţia vârstei ofiolitelor se bazează pe raporturile acestora cu rocile sedimentare conexe. Din acest punct de vedere, se ia în considerare fie poziţia ofiolitelor care suportă depozite sedimentare, fie xenolitele de roci sedimentare înglobate în ofiolite. În Semifereastra Cheile Bicazului, ofiolitele stau sub succesiunea calcarelor din lamboul Muntelui Cupaş, unde Formaţiunea cu

acanthicum (Kimmeridgian) suportă în continuitate, calcarele de Stramberg (Tithonic).

O situaţie aparte este cea în care ofiolitele sunt răspândite în masa de wildflysch sub formă de olistolite, provenite din dezmembrarea pânzei în timpul şariajului. În acest caz, vârsta acestor blocuri, considerate *exotice*, este imposibil de încadrat stratigrafic, cu excepţia situaţiei în care unele din ele păstrează xenolite calcaroase sau de altă natură sedimentară, evident sudate, care oferă indicii biostratigrafice.

Este deja cunoscut că în cazul Dacidelor Mediane, care suportă pânzele transilvane şi care s-au definitivat în tectogeneza mezocretacică (austrică), procesele de *rifting* şi *spreading* din domeniul tethysian (transilvan) s-au extins pe intervalul Triasic-Cretacic inferior. Cu alte cuvinte, vârsta ofiolitelor asociate pânzelor transilvane pare, la prima vedere, rezolvată. În realitate, încadrarea stratigrafică a ofiolitelor, încercată până în prezent de majoritatea autorilor, vizează reconstituirea principalelor momente ale procesului de expansiune, ştiut fiind că acest proces nu este continuu, ci episodic, sacadat şi cu momente paroxistice.

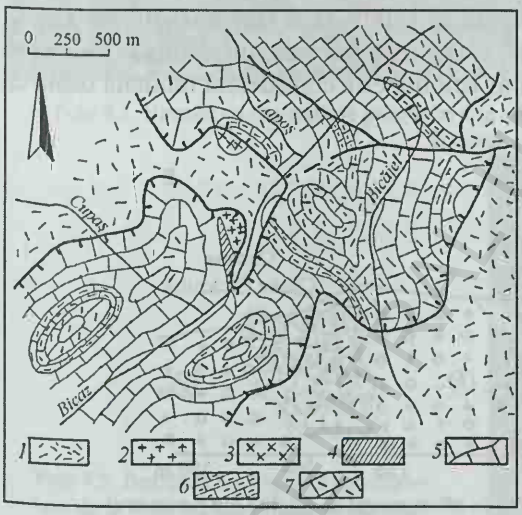


Fig. 4.3. Schiţa geologică de detaliu a aflorimentului de ofiolite din Semiferestra tectonică cabana „Cheile Bicazului" (după Săndulescu, 1975; Grasu, 1971): *1* – Wildflysch (Barremian-Albian); **Pânza Transilvană de Hăşmaş**: *2* – bazalte şi diabaze amigdaloide; *3* – serpentinite; *4* – Formaţiunea cu *acanthicum* (Kimmeridgian); *5* – Calcare de Stramberg (Tithonic); *6* – calcare pelitomorfe stratificate (Neocomian); *7* – Calcare urgoniene (Barremian-Apţian).

În acest sens, există unele dovezi, atât în Perşani şi Rarău, cât şi în Hăşmaş, care, completându-se unele cu altele, dau o oarecare imagine a momentelor de care s-a amintit mai sus. În Perşani, după datele lui Patrulius (1963), Cioflică et al. (1965) şi Săndulescu et al. (1981, 1984), ofiolitele de bazalte şi gabbrouri, includ enclave de calcare medio-triasice sau suportă lambouri de calcare carnian-noriene. Ca urmare, se conchide că primele erupţii ofiolitice în riftul transilvan se plasează în Ladinian sau poate chiar în Anisian. Pentru aceeaşi vârstă triasică pledează, după Săndulescu et al. (1981), şi unele situaţii din sinclinalul Rarăului; este vorba aici de ofiolitele din zona Măcieş, Glodu-Tătarca şi Breaza. În ultimul timp, în ofiolitele bazice şi ultrabazice din Dealul Măcieş, Turculeţ (1990) a identificat, pe lângă blocuri calcaroase xenolitice cu faună triasică, şi elemente care susţin sigur vârsta

liasică; ca urmare, erupţiile ofiolitice din zona riftului tethysian nu mai pot fi considerate exclusiv triasice, ele continuând şi în Liasic.

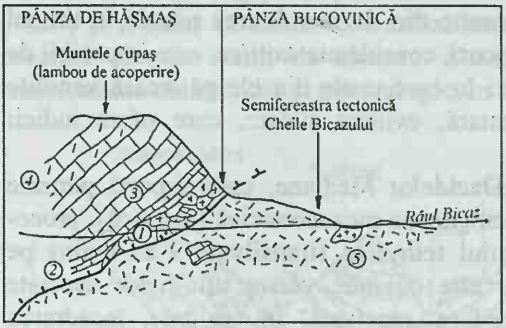


Fig. 4.4. Secţiune geologică în succesiunea lamboului de acoperire Muntele Cupaş care conservă în bază secvenţa ofiolitică din Semifereastra tectonică Cheile Bicazului: *1* – bazalte amigdaloide cu xenolite calcaroase (pillow-lava); *2* – Formaţiunea cu *acanthicum* (Kimmeridgian); *3* – Calcare de Stramberg (Tithonic+Neocomian); *4* – Calcare urgoniene; *5* – Wildflysch (Barremian-Albian).

Există dovezi care arată că expansiunea în domeniul transilvan a continuat şi după Liasic, respectiv în Jurasicul superior. Ideea este susţinută de Săndulescu et al. (1981) pe baza observaţiilor făcute în sinclinalul Hăşmaş, mai precis în Cheile Bicazului, unde ofiolitele bazice cu forme de pillow-lava suportă lamboul Pânzei de Hăşmaş din Muntele Cupaş de care am mai amintit; într-o asemenea interpretare, se înţelege că însăşi masa de ofiolite este considerată rabotată odată cu lambourile calcaroase respective.

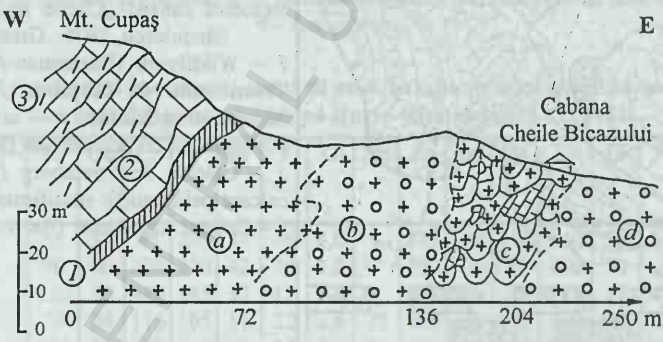


Fig. 4.5. Secţiune geologică de detaliu în aflorimentul de ofiolite din perimetrul semiferestrei tectonice „Cheile Bicazului" (după Grinea, 1998):
Pânza Transilvană de Hăşmaş: *1* – Formaţiunea cu *acanthicum* (Kimmeridgian); *2* – Calcare de Stramberg (Tithonic+Neocomian); *3* – Calcare urgoniene; *a* – diabaze şi spilite; *b* – diabaze amigdaloide şi spilite; *c* – diabaze amigdaloide în facies de pillow-lava cu enclave de calcare (xenolite); *d* – bazalte.

Situaţia din Cheile Bicazului sugerează că avem de a face cu un ultim paroxism al fenomenului de spreading, care a avut loc în Jurasicul superior şi care s-a putut prelungi, eventual, până în Neocomian. Faptul pare logic, atâta timp cât Pânza de Hăşmaş este cea mai „tânără" şi mai internă, în raport cu Pânza de Perşani şi Pânza de Olt.

După consideraţiile lui Săndulescu (1984), în regiunea Hăşmaşului se regăsesc pe lângă pânza cu acelaşi nume şi elemente ale Pânzelor de Perşani şi de Olt.

Foto 4.1. Bazalte cu structură de pillow-lava în aflorimentul din zona fostei cabane „Cheile Bicazului"

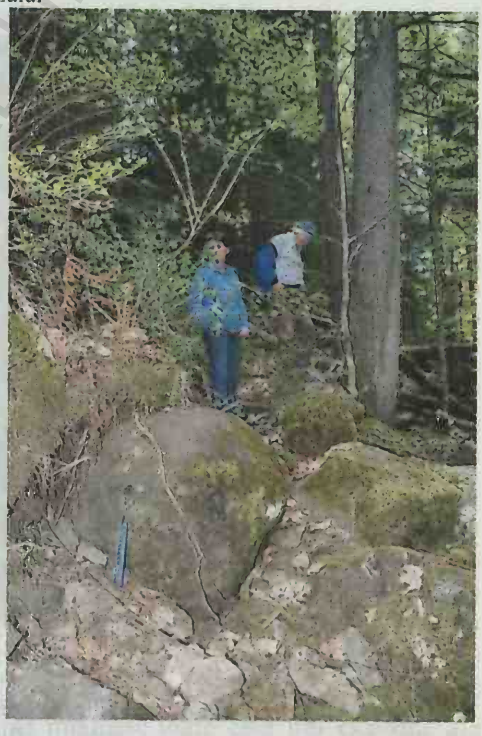


Foto 4.2. Bazaltele cu structură de pillow-lava de la fosta cabană „Cheile Bicazului"

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 4.3. Bazalte cu structură de pillow-lava - detaliu

Foto 4.4. Eşantion de bazalte spilitice amigdaloide din aflorimentul de la fosta cabană „Cheile Bicazului"

BCU IASI

După autor, este vorba de resturi ale Formaţiunii de Werfen regăsite la Curmătura, Poiana Albă, şaua Ciofronca, Piatra Luciului ş.a. (Herbich, 1878; Băncilă, 1941; Grasu, 1971, 1972-1973), aparţinând Pânzei de Perşani, dar şi Calcarele de Adneth specifice Pânzei de Olt, consemnate iniţial de Herbich şi Vadasz (1915) şi regăsite ulterior de Grasu (1970); este cazul calcarelor roşii amonitice înglobate în wildflysch-ul de la Curmătura, mai precis sub lamboul de la Piatra Singuratică (Unică).

Suprapunerea Pânzei de Hăşmaş atât peste Formaţiunea de Werfen, cât şi peste Liasicul în facies de Adneth este un argument pentru poziţia externă şi vârsta mai veche a Pânzelor de Perşani şi de Olt.

Ofiolitele din zona Hăşmaşului argumentează, astfel, numai magmatismul din ultima etapă a expansiunii din riftul transilvan, respectiv cel din Jurasicul superior, eventual şi Neocomian, întrucât klippele aferente Pânzelor de Perşani şi Olt nu sunt asociate aici cu ofiolite.

În Cheile Bicazului, pe lângă asocierea ofiolitelor cu calcarele kimmeridgian-tithonice, în diabazele spilitice au fost întâlnite, aşa cum mai menţionat, xenolite calcaroase. Secţiunile microscopice efectuate prin aceste calcare, pun în evidenţă, conform determinărilor făcute de Turculeţ (în Grinea, 1998), varietăţi de biopelsparite, biopelmicrite, pelsparite şi pelmicrosparite, în care bioclastele sunt constituite din resturi de *Lammelaptychus* sp., *Globochaete* sp., *Cladocoropsis mirabilis* (Felix), *Trocholina alpina* (Leupold et Bigler), fragmente de echinide, crinoizi, *Glomospira* sp., *Ophtalmiidium* sp. ş.a. Această asociaţie este specifică, în general, Jurasicului superior, ceea ce întăreşte presupunerea avansată de Săndulescu (1984).

Este interesant că xenolite de calcare s-au identificat şi într-o serie de blocuri de diabaze cu caracter olistolitic incluse în masa de wildflysch cretacic şi anume spre terminaţia sudică a zonei, respectiv în bazinul superior al Trotuşului. Ele sunt tot atât de sudate, iar microfacial au caracter biomicritic şi biopelsparitic. Analiza biofacială a indicat în ele prezenţa unor fragmente de *Chetetopsis rumanus* Sim., *Trocholina elongata* (Leupold et Bigler), *Pseudocyclamina* sp., *Ophtalmiidium* sp, precum şi resturi de alge *Dasycladaceae*, organisme care indică o vârstă tithonic-berriasiană (Turculeţ în Grinea, 1998).

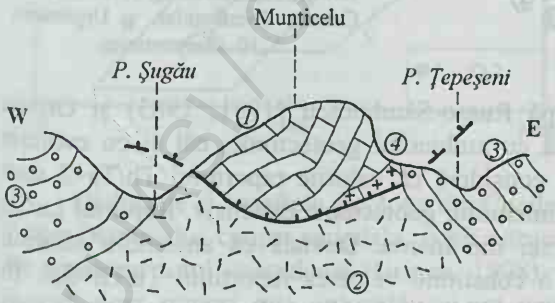


Fig. 4.6. Secţiune geologică prin terminaţia sudică a lamboului de acoperire Munticelu, asociat aflorimentului de serpentinite de la Crucea lui Ţepeş: *1* – Calcare (Jurasic superior- Urgonian); *2* – Wildflysch (Barremian-Albian); *3* – Conglomerate de Bârnadu post-tectonice (Vraconian-Cenomanian); *4* – serpentinite.

Aşadar, în sinclinalul Hăşmaşului se întâlnesc toate cele trei eşaloane ale pânzelor transilvane, de Perşani, de Olt şi de Hăşmaş, dar dovezi stratigrafice

există numai pentru ofiolitele corespunzătoare ultimei faze de expansiune oceanică, respectiv jurasic superior-neocomiană.

Petrografic, în cadrul ofiolitelor asociate lambourilor Pânzei de Hăşmaş, au fost identificate şi analizate mineralogic şi chimic următoarele tipuri de litodeme: diabaze şi diabaze amigdaloide, spilite cu forme de pillow-lava, diabaze şi bazalte cu xenolite calcaroase, dar şi serpentinite (Săndulescu et al., 1981; Russo-Săndulescu et al., 1981; Grinea, 1998). În cadrul ofiolitelor cu caracter olistolitic, înglobate în masa wildflysch-ului, s-au identificat: gabbrouri, serpentinite şi diabaze amigdaloide, uneori cu enclave sudate de calcare xenolitice.

Aflorimentele cele mai cunoscute de serpentinite din zona Hăşmaşului se întâlesc în Semifereastra Cheile Bicazului, sub lamboul calcaros al Pietrei Bardosului (=Piatra Altarului) pe Pârâul Oii (fig. 4.2, 4.3), la Crucea lui Tepeş unde sunt asociate lamboului de acoperire Munticelu (fig. 4.6) şi, în fine, la Curmătura, sub Piatra Singuratică (fig. 4.7). Chimismul principalelor litodeme, bazalte, diabaze şi serpentinite, din cadrul ofiolitelor asociate succesiunii transilvane din Sinclinalul Hăşmaşului este redat în tabelele 4.1-3; este vorba de spectrul lor în elemente majore, dar şi elemente urmă.

Pe baza acestor date mineralogice şi mai ales chimice, care au fost introduse în cunoscutele diagrame de diferenţiere a diverselor tipuri de magmatite, s-a ajuns la concluzia că ofiolitele din această regiune aparţin bazaltelor normale de tip MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) şi de tip OFB (Ocean Floor Basalts, adică bazalte de tip dorsală şi efuziuni submarine abisale (fig. 4.8-10).

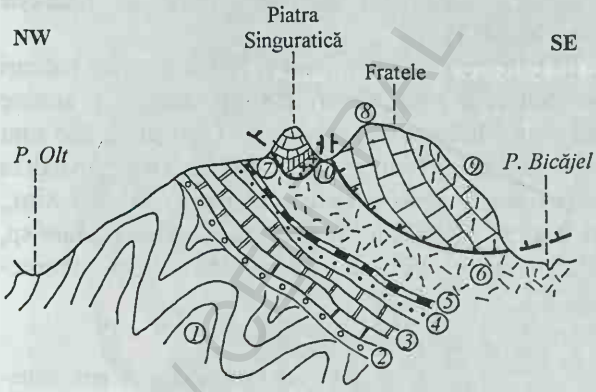


Fig. 4.7. Secţiune geologică în şaua Curmătura-Hăşmaş: **Autohtonul Bucovinic**: *1* – Cristalinul de Bretila-Rarău; *2* – conglomerate şi gresii (Seisian); *3* – dolomite (Campilian- Anisian); *4* – gresii şi calcaro-gresii (Dogger); *5* – jaspuri şi radiolarite (Callovian-Oxfordian); *6* – Wildflysch (Barremian-Albian; **Pânza de Hăşmaş**: *7* – calcare roşii cu brachiopode (Kimmeridgian); *8* – Calcare de Stramberg (Tithonic); *9* – Calcare (Neocomian + Urgonian); *10* – serpentinite.

Elementele urmă oferă, după Russo-Săndulescu (1981, 1983) şi Grinea (1998), un răspuns atât în legătură cu ambientul geotectonic, cât şi cu evoluţia magmatismului asociat. Astfel, se consideră că valorile raportului Th/Ta<2 sunt caracteristice crustei oceanice şi domeniului geotectonic distensiv. Raportul La/Ta spre 8 denotă heterogenitatea sursei din manta. Dovadă că ansamblu ofiolitic respectiv aparţine seriei alohtone o constituie valoarea raportului Th/Hf<2,5. În timp ce bazaltele şi diabazele au caracter alcalin, gabbrourile şi serpentinitele sunt ultrabazite tipice; primele aparţin etapei de *rifting*, în timp ce gabbrourile şi serpentinitele etapei de *spreading*.

Am văzut deja că, în multe din cazuri, diabazele şi bazaltele prezintă în masa lor structuri globulare, de unde şi termenul generic de bazalte şi diabaze amigdaloide. De-a lungul timpului, structurile globulare din magmatitele bazice au fost descrise ca amigdale, structuri ocelare, orbiculare, variole, sferulite şi chiar ca druze, fiecare caracterizându-se prin anumite trăsături mineralogice şi mai ales structurale (Brogniart, 1853; Phillips, 1973; Holmes, 1928; Johansen, 1937).

Tabelul 4.4. **Chimismul diabazelor amigdaloide din suita ofiolitică a semiferestrei tectonice Cheile Bicazului asociată lamboului Muntelui Cupaş din Pânza Hăşmaşului (după Grinea, 1998)**

Probe → Oxizi ↓	12	8	10	9	11	15	16
SiO_2	35,41	46,88	47,65	14,36	48,16	49,39	47,14
TiO_2	0,78	1,64	1,79	0,53	1,24	0,65	1,04
Al_2O_3	12,64	17,27	13,22	12,06	15,02	15,45	13,37
Fe_2O_3	3,02	2,47	7,13	0,77	8,21	4,78	6,42
FeO	6,08	8,84	4,19	0,36	4,04	5,06	4,87
MnO	0,21	0,15	0,17	0,01	0,01	0,12	0,28
MgO	6,02	6,73	6,27	10,76	5,01	6,20	5,98
CaO	16,38	8,65	7,15	23,83	6,17	11,01	7,56
Na_2O	1,46	2,51	6,04	0,03	5,11	3,21	2,57
K_2O	0,98	1,25	1,33	1,12	1,78	2,49	3,74
H_2O^+	7,28	3,30	3,96	3,51	3,28	1,22	4,67
P_2O_5	0,62	0,35	0,12	0,05	0,01	0,41	0,62
CO_2	9,40	0,19	1,06	32,85	1,20	0,15	1,80
Sulf	0,13	0	0	0,01	0	0,10	0,17

Obs: Probele 12 - analiză globală; 8, 10 - masa de bază; 9, 11 - conţinutul amigdalelor din probele 8 şi 10; analiza unei structuri de pillow-lava; 15 - zona de bordură; 16 - partea centrală.

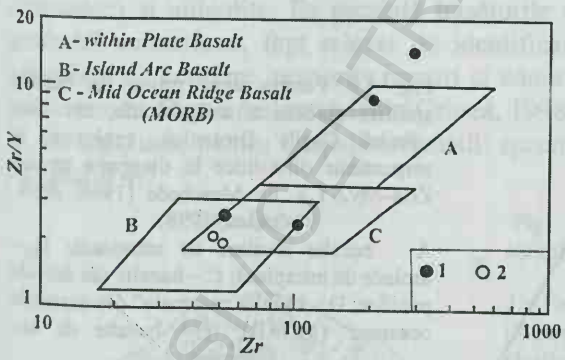


Fig. 4.8. Poziţia unor probe de ofiolite din zona Cheile Bicazului-Hăşmaş în diagrama de discriminare pe baza raportului Zr-Zr/y (după Grinea, 1998): 1 – bazalte şi spilite din zona Cheile Bicazului; 2 – gabbrouri (olistolite din wildflysch).

Diabazele şi bazaltele alohtone din Cheile Bicazului, ca şi cele autohtone din Valea Dămucului conţin amigdale, oceli, structuri orbiculare şi chiar druze, cele din urmă cu totul subordonat (Grinea, 1998). Distribuţia spaţială a acestor corpusculi doar rareori este ordonată; ei pot ocupa adesea mai mult de 70% din volumul rocii. Alteori se observă doar una-două structuri chiar într-un corp de rocă multidecimetric; compoziţia chimică a conţinutului unor amigdale este redată în tabelul 4.4.

În general, amigdalele sunt alcătuite din calcit, feldspaţi, cuarţ, clorit şi biotit. Feldspaţii aparţin în majoritate albitului, până la 60%. Amigdalele au formă sferoidală şi volum mic, obişnuit de mărimea boabelor de mazăre. Mai apar şi amigdale neregulate, contorsionate, întotdeauna de volum dublu faţă de primele. Investigaţiile au indicat originea magmatică a cloritului, ceea ce demonstrează caracterul primar al structurilor ocelare (Grinea, 1998).

Tabelul 4.5. **Chimismul serpentinitelor asociate lambourilor calcaroase ale Pânzei de Hăşmaş (după Grinea, 1998)**

Probe→ Oxizi↓	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	36,57	39,57	39,96	37,42	36,90	35,12	39,90	42,44	40,11	40,59
TiO_2	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Al_2O_3	0,94	0,04	0,70	1,23	1,41	0,76	2,60	2,73	0,58	0,78
Fe_2O_3	7,29	2,83	6,58	2,87	2,98	5,88	3,27	5,55	3,26	4,01
FeO	1,37	5,09	2,04	3,29	3,19	1,40	5,87	2,13	4,03	2,84
MnO	0,10	0,11	0,08	0,18	0,11	0,09	0,04	0,00	0,08	0,12
MgO	40,27	46,11	34,67	39,96	37,35	27,38	38,05	28,05	41,81	38,93
CaO	0,14	0,00	3,89	1,54	0,12	12,08	2,38	9,64	0,32	0,39
Na_2O	0,31	0,00	0,00	0,88	0,97	0,00	0,41	0,01	0,00	0,28
K_2O	0,12	0,23	0,19	0,19	0,17	0,00	0,09	0,01	0,13	0,09
H_2O	12,43	5,67	11,59	14,28	15,86	6,78	6,21	3,08	9,0	10,98
P_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,34	0,22	0,00	0,00	0,69	0	1,06
CO_2	0,09	0,21	0,23	0,42	0,69	10,11	0,69	5,62	0,25	0,98
Sulf	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Provenienţa probelor: 1-4 – aflorimentul de sub Piatra Bardosului; 5 – Pârâul Oii; 6-8 – Curmătura (sub lamboul de acoperire Piatra Unică); 9-10 – Crucea lui Ţepeş (serpentinite asociate lamboului Munticelu).

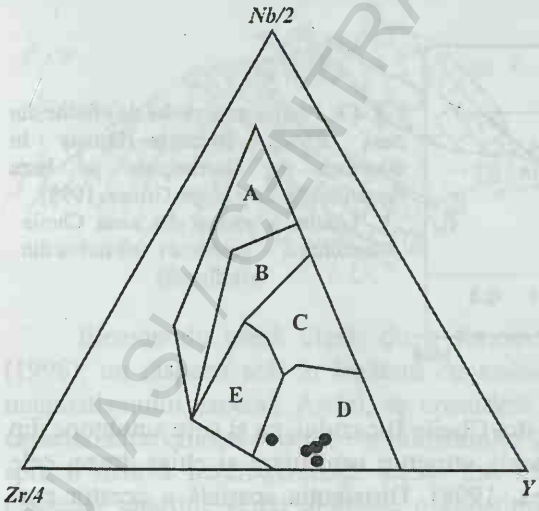


Fig. 4.9. Poziţia unor probe de bazalte spilitice şi bazalte amigdaloide, din zona cabanei Cheile Bicazului, gabbrouri şi serpentinite olistolitice în diagrama ternară Zr/4-Nb/2-Y a lui Meschede (1986; după Grinea, 1998):
A – bazalte alcaline de intraplacă; B – tholeite de intraplacă; C – bazalte din dorsale pacifice; D – bazalte „normale" din dorsalele oceanice (MORB); E – bazalte de arc insular.

Genetic, structurile sferoidale sunt produsele unei nucleaţii toroide (marginale), aspect bazat pe constatarea că apariţia bulelor de gaze într-o magmă parţial cristalizată, determină „împingerea" şi aranjarea tangenţială a unor cristale către

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

bordura bulelor, de unde, în final, formarea structurilor ocelare. S-a dovedit, în acelaşi timp, că mineralele din structurile sferoidale sunt virtual identice cu acelea ale rocii gazdă, diferenţele constând doar în proporţiile dintre ele. În plus, autorii care s-au preocupat de această problemă nu exclud şi existenţa structurilor sferoidale rezultate în urma unor procese secundare.

Aşa cum am mai consemnat, în Sinclinalul Hăşmaşului, pe lângă litodemele bazice alohtone, există şi bazite ofiolitice autohtone, rezultat al unor manifestări ignee cu sursă în domeniul subcrustal care străpung soclul cristalin bucovinic şi chiar dolomitele triasice sau Formaţiunea cu *Aptychus* malm-neocomiană.

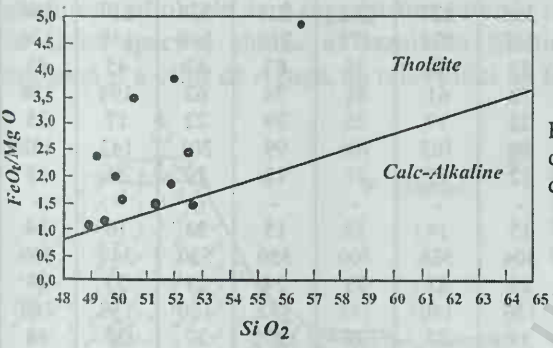


Fig. 4.10. Proiecţia unor probe de ofiolite din zona Cheile Bicazului-Hăşmaş în diagrama SiO_2-FeO_t/MgO a lui Miyashiro (1974; după Grinea, 1998).

Petrografic, aceste ejecturi fisurale sunt bazalte şi diabaze filoniene, cărora li se adaugă o formaţiune piroclastic-tufogenă cu aflorimente la Toşorog şi mai ales în Şaua Fagului, de la izvoarele Pârâului Valea Rece (Petrescu, 1979; Papiu şi Băncilă, 1962; Grasu, 1973; Grinea, 1998).

Formaţiunea piroclastic-tufogenă care aflorează în Şaua Fagului (fig. 4.11), care desparte apa Dămucului de Valea Rece, include tufuri, piroclastite (aglomerate diabazice) şi silicolite. Ea prezintă trăsăturile unor manifestări efuziv-explozive, probabil subaeriene, fapt relevat de identificarea în silicolite a unor fragmente silicifiate de conifere, respectiv ramuri şi conuri de *Cycadeae* excelent conservate (determinări făcute de Iamandei în Grinea, 1998). Cazul este deosebit de important şi, de fapt, unic pentru Carpaţii Orientali; spectrul chimic al acestor roci este redat în tabelul 4.7.

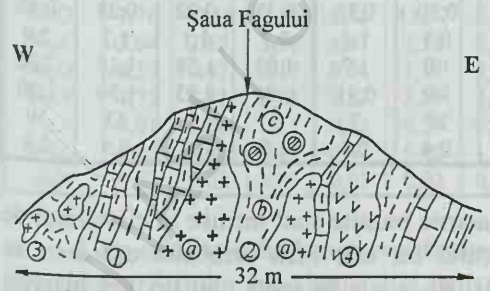


Fig. 4.11. Secţiune geologică de detaliu în complexul piroclastic-tufogen din Şaua Fagului inclusă în Formaţiunea cu *Aptychus*:
1 – Formaţiunea cu *Aptychus* - membrul inferior (Kimmeridgian-Tithonic); *2* – Complexul piroclastic-tufogen; *a* – diabaze şi silicolite (opalite) verzi, roşii sau negre; *b* – marne cuarţsiltitice sau nisipoase afectate termic; *c* – trunchiuri şi conuri de conifere+cycadaee silicifiate; *3* – Wildflysch cu olistolite de diabaze; *4* – teren acoperit.

Aflorimente filoniene de bazalte şi diabaze s-au identificat apoi pe Pârâul Piciorului, unde străpung dolomitele triasice şi în apa Dămucului, în amonte de Pârâul Frunţii; ultimul afloriment a făcut obiectul unor investigaţii destul de

amănunţite, atât chimice, cât şi mineralogice (Grinea, 1998; fig. 4.12; tabelele 4.8 şi 4.9).

Tabelul 4.6. **Elemente urmă în bazaltele din suita ofiolitică din semifereastra tectonică Cheile Bicazului - Iamboul Muntele Cupaş din Pânza Hăşmaşului (după Grinea, 1998)**

PROBE→ Elemente urmă (ppm)↓	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Li	10	13	15	14	27	25	34	16	20	19
Sc	24,1	24,5	26,4	19	23	17	20,5	24,9	18,6	25,3
V	181	194	228	236	227	262	225	234	217	196
Cr	292	170	208	215	271	175	210	168	158	176
Co	46	37	44	32	40	36	67	42	45	43
Ni	155	72	105	78	61	81	76	62	194	108
Cu	79	64	40	22	17	26	39	22	17	35
Zn	100	102	117	89	105	106	99	201	142	132
Ga	23	24	22	12	17	21	18	10	31	13
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	18	16	10	15	14	12	15	24	16	24
Sr	446	544	480	504	536	500	550	520	340	360
Y	23	23	24	25	23	23	24	23	23	24
Zr	146	140	144	150	140	145	142	150	158	160
Nb	32	28	29	31	27	29	27	27	20	18
Cs	0,34	0,46	0,67	0,69	0,42	0,38	0,33	0,87	1,02	0,96
Ba	280	228	246	238	224	220	238	216	260	270
La	16,7	19,4	20,6	21	18,5	17	19,2	19	16,8	17,4
Ce	40	42	46	44	42	35	48	43	38	40
Pr	4,7	4,9	5,1	5,2	4,3	4,1	5,0	5,2	4,3	4,5
Nd	20	21	24	22	20	22	21	23	18	17
Sm	4,7	5,2	5,1	5,8	4,9	4,5	5,2	4,9	4,6	4,4
Eu	1,7	1,9	1,5	2,1	2,1	1,9	1,5	1,7	1,8	1,4
Gd	4,9	5,0	5,2	5,6	5,3	4,7	5,1	4,9	4,6	5,2
Tb	0,76	0,62	0,43	0,34	0,29	1,3	0,76	1,24	0,80	0,91
Dy	3,97	1,84	2,6	2,9	2,7	3,76	3,03	2,80	3,15	3,20
Ho	0,80	0,37	0,53	0,61	0,60	0,57	0,66	0,82	0,75	0,90
Er	2,2	0,9	1,75	1,71	1,57	1,81	1,64	1,85	2,21	2,06
Tm	0,43	0,13	0,31	0,34	0,23	0,31	0,26	0,25	0,27	0,40
Yb	1,17	1,46	1,63	2,19	2,25	2,34	1,60	1,60	1,90	2,70
Lu	0,34	0,19	0,26	0,12	0,30	0,35	0,37	0,22	0,28	0,40
Hf	1,4	1,2	0,7	0,4	0,3	1,3	0,7	1,1	1,7	2,9
Ta	1,5	1,6	1,4	1,0	1,0	1,7	1,03	1,58	1,16	2,36
U	0,09	0,01	0,08	1,20	1,0	0,91	0,85	0,93	1,30	1,20
Pb	16	17	23	15	17	7	5	5	13	19
Th	0,43	0,05	0,2	0,3	0,4	0,8	1,0	0,7	0,9	2,8

Aşa cum reiese şi din figura 4.12, aceste bazalte sunt intruse în cristalinul de Tulgheş care în zona „Crestei" Dămucului nu este încă orizontat aşa cum se cunoaşte el în restul Carpaţilor Orientali. Bazaltele în speţă au textură masivă, structură microlitică, rar veziculară, şi o matrice constituită din feldspaţi, clinopiroxeni şi clorit interstiţial. Uneori, au caracter amigdaloid, cu oceli de talie mare, plini până la 90% din volum, cu cuarţ, calcit, clorit şi zeoliţi.

Natura şi geneza rocilor bazice autohtone, asociate soclului şi seriilor sedimentare bucovinice au creat, fără îndoială, dificultăţi de interpretare. În ultimul timp, s-a ajuns la concluzia că bazaltele, diabazele, cât şi formaţiunea piroclastic-tufogenă, cu caracter extruziv, nu pot fi judecate decât în conjunctura unor vulcanite fisurale de intraplacă. În acest sens trebuie ţinut cont de faptul că seria piroclastic-tufogenă este cantonată în Formaţiunea cu *Aptychus* şi anume în partea ei bazală de vârstă kimmeridgian-tithonică (Turculeţ, Grasu,1965, 1968; Grasu, 1971, Săndulescu, 1975). De aici se deduce clar că formaţiunea gazdă este parţial sincronă cu membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia (Tithonic superior), care găzduieşte ofiolitele de Azuga (şisturi satinate roşii, silicolite şi bazalte spilitizate); de altfel, spectrul chimic al bazaltelor filoniene, a celor din seria piroclastic-tufogenă şi a celor de Azuga, nu relevă nici un fel de diferenţă (tabele 4.5-7-8).

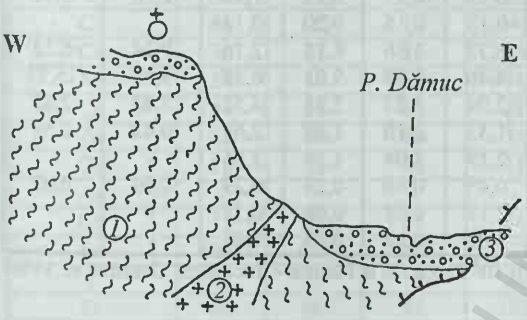


Fig. 4.12. Secţiune geologică pe Pârâul Dămuc în amonte de confluenţa cu Pârâul Frunţii, indicând poziţia filonului de bazalte care străpunge soclul autohtonului bucovinic (după Grinea, 1998): *1* – Grupul cristalin de Tulgheş nedivizat; *2* – bazalte; *3* – Cuaternar (aluviuni de terasă şi albie majoră).

Tabelul 4.7. **Chimismul unor tufuri şi aglomerate diabazice din seria piroclastic-tufogenă intrusă în Formaţiunea cu *Aptychus* din Culmea Fagului -Valea Rece (după Grinea, 1998)**

Probe → Oxizi↓	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51,30	52,01	54,78	60,11	51,84	60,16	61,47	61,69	66,01	53,68	56,59	46,02
TiO_2	0,18	0,62	0,24	0,92	0,54	0,58	0,58	0,66	0,43	0,66	0,89	1,02
Al_2O_3	16,31	14,11	15,27	15,91	10,92	17,65	18,52	18,96	16,58	25,02	24,23	17,52
Fe_2O_3	3,92	2,61	3,56	2,58	4,10	0,73	1,51	4,15	0,87	1,53	4,15	2,62
FeO	6,16	4,63	4,89	4,63	1,35	2,94	3,97	1,79	1,72	1,07	0,14	5,39
MnO	0,17	0,10	0,11	0,15	0,13	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01	0,16
MgO	6,23	6,42	5,53	2,64	1,08	1,81	1,85	1,21	0,89	2,01	1,41	6,25
CaO	7,76	10,18	7,32	2,52	13,37	6,44	2,96	2,59	3,78	3,26	1,40	7,85
Na_2O	3,64	2,85	3,76	4,97	2,76	0,19	2,92	1,42	1,92	1,81	0,13	3,68
K_2O	0,39	0,47	0,19	0,54	1,15	3,63	2,45	2,51	2,88	3,54	5,92	1,47
H_2O^+	3,77	3,51	3,28	3,87	3,39	4,23	3,03	4,68	3,06	5,87	5,52	4,55
P_2O_5	0,01	0,08	0,11	0,15	0,28	0,29	0,22	0,06	0,12	0,09	0,04	0,29
CO_2	0,02	2,83	0,02	0,49	9,02	1,82	0,13	0,09	1,60	1,90	0,11	3,21
Sulf	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,11

Cum ofiolitele de Azuga constituie mărturia proceselor magmatice legate de deschiderea Riftului Est-Carpatic şi cum domeniul bucovinic constituia marginea continentală vestică a acestui rift, este mai mult ca sigur că bazitele autohtone în discuţie stau în conexiune genetică şi temporală cu acesta. Unele fenomene de contact termic dintre seria piroclastic-tufogenă şi Formaţiunea cu *Aptychus*,

relevate de Papiu şi Băncilă (1962), poate fi un argument că nu a existat un sincronism total între sedimentarea Formaţiunii cu *Aptychus* şi magmatism, procesele fiind relativ penecontemporane.

Tabelul 4.8. **Chimismul bazaltelor din autohtonul bucovinic (filonul din bazinul Dămucului, amonte de Pârâul Frunţii) comparativ cu diabazele din Formaţiunea de Azuga (după Grinea, 1998)**

Probe → Oxizi↓	1	2	3	4	5	6	7	8	9[1]	10[2]
SiO_2	49,15	50,07	47,13	48,79	49,82	52,39	49,36	50,53	42,75	50,05
TiO_2	1,30	0,49	2,19	1,36	1,39	1,56	2,66	1,61	1,89	0,84
Al_2O_3	17,45	17,61	13,96	14,72	16,92	17,15	15,18	17,36	15,08	15,44
Fe_2O_3	5,93	2,84	4,70	3,08	11,96	4,97	2,46	2,52	7,65	1,35
FeO	4,82	7,01	6,58	5,67	0,53	4,87	6,53	7,29	5,52	5,35
MnO	0,13	0,15	0,18	0,17	0,13	0,16	0,20	0,14	-	-
MgO	4,40	6,28	8,54	8,20	5,72	3,86	8,13	2,76	9,24	6,32
CaO	9,20	8,86	9,60	10,02	4,46	7,69	9,01	6,47	3,99	15,73
Na_2O	2,54	3,06	2,83	2,80	2,94	3,27	3,33	4,57	3,42	2,52
K_2O	2,40	1,65	1,38	1,76	1,33	2,10	1,20	2,68	0,43	0,30
H_2O^+	1,20	0,71	2,26	1,69	2,19	1,04	1,39	3,66	-	-
P_2O_5	0,32	0,26	0,24	0,52	0,45	0,60	0,28	0,29	0,09	0,02
CO_2	2,35	1,08	0,11	1,44	2,17	0,68	0,08	0,11	-	-
Sulf	0,11	0,16	0,23	0,21	0,02	0,02	0,03	0,01	-	-

9[1] Probă de la Azuga (după Vinogradov, 1964); 10[2] Probă de la Păuleni-Ciuc (după Grasu et al.,1996)

Prin prisma acestor realităţi se poate considera că şi filoanele de bazalte şi diabaze care străpung soclul cristalin şi uneori chiar dolomitele triasice din aria bucovinică sunt sincrone cu magmatismul legat de deschiderea Riftului Est-Carpatic, adiacent.

Cea mai recentă lucrare asupra magmatitelor asociate sedimentarului din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali aparţine lui Hoeck et al.(2008), având printre coautori pe Ionescu şi Balintoni; în mod firesc, în lucrare se fac referiri şi la magmatitele din sinclinalul Hăşmaşului.

Consideraţiile autorilor asupra ofiolitelor în discuţie sunt, după cum vom vedea, cu totul diferite faţă de ceea ce s-a ştiut până în prezent şi ele au impus autorilor o nouă imagine paleogeografică şi, de fapt, un alt model de evoluţie geodinamică a zonei cristalino-mezozoice.

În primul rând, lambourile de acoperire, care constituie în totalitate corpul Pânzei de Hăşmaş, sunt considerate megaolistolite, iar wildflysch-ul nu reprezintă, după ei, ultimul termen stratigrafic al Pânzei Bucovinice, ci doar un element alohton, în speţă, Pânza Wilflysch-ului.

Fondul lucrării îl constituie analiza unui număr mare de probe de roci bazice şi ultrabazice, recoltate din cele trei zone sinclinale, Rarău, Hăşmaş şi Perşani, pe care s-au determinat atât componenţii majori, cât şi elementele minore, urmă şi rare. S-a luat în considerare şi studiul micropaleontologic al radiolaritelor asociate, din care s-a dedus vârsta ofiolitelor în cauză. Autorii notează că probele provin din blocuri de magmatite, fiind în parte olistolite incluse în masa wildflysch-ului, în

parte, considerate klippe tectonice asociate lambourilor de acoperire ale Pânzei Transilvane de Hăşmaş.

Tabelul 4.9. **Conţinutul în elemente urmă a unor filoane de bazalte şi diabaze intruse în autohtonul bucovinic, Pârâul Dămuc, Izvorul Mureşului şi Izvorul Oltului (din Grinea, 1998)**

Probe → Elemente urmă (ppm)↓	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	4,4	4,9	11,8	20,?	10,5	20	19,5	14
Be	-	-	-	-	-	-	-	-
F	400	450	550	396	432	480	280	260
Sc	18	17	24	8	21	31	38	35
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
V	190	178	220	226	235	289	361	297
Cr	66	125	17	148	18	265	200	175
Co	32	38	35	43	17	56	42	40
Ni	34	50	60	76	60	77	99	78
Cu	44	28	13	18	16	44	41	60
Zn	82	84	90	78	96	160	175	135
Ga	16	12	10	11	13	21	20	18
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	15	36	63	84	63	89	58	60
Sr	1042	698	597	822	597	275	350	265
Y	22	19	19	22	19	39	32	33
Zr	66	143	97	153	97	295	245	235
Nb	8	35	6	18	6	13	11	11
Mo	3	2	4	2,8	3,1	2,5	2,2	2
Sn	2,3	2,6	2,4	1,7	1,9	1,6	1,8	2,0
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	0,26	0,36	0,47	0,30	0,25	0,41	0,28	0,32
Ba	1079	588	482	2357	423	930	740	1015
La	29	32	64	17	40	30	18	32
Ce	61	61	38	123	38	77	64	65
Pr	8	8	5	14	5	4,2	9	4,7
Nd	34	30	20	53	20	47	35	34
Sm	7	5	4	9	4	10	8	7
Eu	2,2	1,6	1,5	2,2	1,5	2,4	1,9	2,0
Gd	5,7	4,6	4,2	6,9	4,1	9,3	7,2	6,8
Tb	0,7	0,6	0,6	0,9	0,7	0,86	0,69	0,61
Dy	4,3	3,8	3,9	4,8	3,7	7	6,2	5,8
Ho	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,74	0,88	0,98
Er	2,0	1,8	2,1	2,6	2	3,6	3,3	3,1
Tm	0,3	0,28	0,32	0,2	0,31	0,35	0,25	0,29
Yb	1,7	1,4	1,8	1,7	1,8	2,9	3,1	2,8
Lu	0,25	0,25	0,28	0,25	0,28	0,45	0,45	0,41
Hf	3,2	4,5	3	3,8	3,5	2,5	4,1	3,4
Ta	0,34	0,94	0,40	1,38	0,40	1,50	1,60	1,20
W	-	-	-	-	-	-	-	-
U	0,96	0,39	1,25	1,86	1,25	1,02	0,88	1,18
Pb	0,91	1,21	1,02	1,54	1,19	4,5	5	6
Th	9,6	9,3	8	14	8	3,6	4,6	5,13

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În urma studiului chimico-mineralogic, autorii ajung la concluzia că în ofiolitele mezozoice din cele trei zone amintite se întâlnesc următoarele tipuri petrografice: roci ultramafice, preponderent lherzolite şi subordonat harzburgite, şi mafice, FeTi gabbrouri, microgabbrouri, dolerite şi bazalte până la andezite (tabel 4.10). Alterarea lor este cât se poate de avansată, iar produsele acesteia sunt cloritele, calcitul care formează pseudomorfoze după clinopiroxeni şi albitul. Se adaugă apoi smectitul, illitul, celadonitul, glauconitul, pumpeyllit şi prehnit; acestea sunt cu totul subordonate, comparativ cu cloritul şi calcitul.

Lherzolitele şi harzburgitele prezintă un grad avansat de serpentinizare; în timp ce primele aflorează în Rarău, şi anume la Breaza, harzburgitele sunt mai frecvente în Hăşmaş şi Perşani. Pe criterii geochimice, rocile mafice şi ultramafice din ofiolitele zonei cristalino-mezozoice au fost separate în 10 grupe şi anume: lherzolite, harzburgite, FeTi gabbrouri, HDBA, DMORB, NMORB, EMORB, OIB, CABA şi trachite. În Hăşmaş au fost identificate doar cinci dintre ele (tabel 4.10) şi anume, harzburgite, DMORB, EMORB, HDBA (*highly-depleted basalts/andesites to enriched mid-ocean ridge basalts*) şi OIB (*ocean island basalts*).

Dintre cele 10 categorii de roci magmatice, cu excepţia tipurilor CABA şi OIB, autorii consideră că toate ultramafitele, ca şi cele mai multe din tipurile de bazalte, indică o origine oceanică, justificând astfel, termenul de ofiolite utilizat pentru magmatitele zonei cristalino-mezozoice.

Geneza structurilor veziculare din bazaltele amigdaloide din zona cabanei Cheile Bicazului care, după cum am mai amintit, repauzează pe wildflysch şi suportă peticul de acoperire al Muntelui Cupaş, având în bază calcarele roşii noduloase cu amoniţi ale Formaţiunii cu *acanthicum* (Kimmeridgian), nu este discutată, dar autorii menţionează că amigdalele sunt umplute cu calcit şi/sau clorit, având adesea aureolă fer-oxidică. Cu totul rar, unele vezicule sunt umplute cu adular. Contrar părerilor anterioare, bazaltele amigdaloide sunt, după autori, de tip OIB (*ocean island basalts*) care, atenţie, nu trebuie confundate cu IAV (*island arc volcanics*).

Implicaţii mari în stabilirea oricărui model de evoluţie geodinamică o are vârsta ofiolitelor. Pe baza vârstei unor radiolarite şi calcare asociate magmatitelor (Dumitrică, 1981, 1994; Turculeţ, 1987, 1991) se susţine că vârsta ofiolitelor din Mezozoicul Carpaţilor Orientali ar fi triasică până la jurasic inferioară. O asemenea restrângere a etapei de distensiune (*spreading*) vine în contradicţie cu ideile anterioare, după care aceasta a durat din Triasic şi până în Neocomian.

În final deci, lucrarea autorilor aduce unele modificări asupra tipurilor petrografice cu semnificaţie geotectonică, iar din punct de vedere stratigrafic, restrânge vârsta ofiolitelor exclusiv la intervalul Triasic-Liasic. Prin aceasta, ofiolitele din Carpaţii Orientali nu ar avea nici o legătură cu cele din Apusenii de Sud şi implicit cu cele de sub Bazinul Transilvaniei, aferente riftului tethysian; se ajunge deci la un nou model retrotectonic, care va fi analizat şi prezentat în capitolul 6.

Desigur, orice model de evoluţie geodinamică este binevenit şi el se bazează, ca şi celelalte anterioare, pe probe şi date de analiză mai mult sau mai puţin

credibile. În cazul de faţă, ceea ce ni se pare îndoielnică este absolutizarea vârstei triasice şi ignorarea argumentelor care pledează pentru continuarea distensiunii din Liasic şi până în Jurasicul superior şi chiar Neocomian.

Tabelul 4.10. **Chimismul unor probe de roci bazice şi ultrabazice asociate sedimentarului mezozoic din Sinclinalul Hăşmaşului (după Hoeck et al., 2008)**

	PROBE	20	17	13	27	11	3	6
	ROCA	Hz	DMORB	EMORB	EMORB	HDBA	OIB	OIB
Elemente majore (%)	SiO_2	38,88	59,93	42,77	41,87	52,90	50,10	48,08
	TiO_2	0,03	0,78	1,71	2,86	0,41	1,88	2,03
	Al_2O_3	1,34	13,84	13,00	14,13	12,19	16,99	17,77
	Fe_2O_3	8,66	6,74	10,94	11,24	7,16	7,10	8,72
	MnO	0,14	0,12	0,33	0,31	0,24	0,10	0,14
	MgO	32,78	4,41	5,74	3,99	8,68	6,77	6,82
	CaO	1,77	3,84	9,53	11,77	9,01	5,63	5,07
	Na_2O	0,01	3,60	3,78	2,86	3,81	4,48	4,56
	K_2O	0,04	0,43	0,18	0,11	0,09	0,86	1,31
	P_2O_5	0,01	0,07	0,15	0,27	0,04	0,61	0,68
	PC (950°	15,60	6,30	11,70	10,40	5,30	5,20	4,70
Elemente rare, urmă şi minore (ppm)	Ba	12,2	29,3	312,7	39,0	15,8	415,3	434,8
	Sc	11,0	23	31	45	31	13	66
	Cr	2442	6,84	75,2	109,4	458,8	130	116,3
	Mo	0,1	0,1	0,2	0,4	0,1	0,4	0,5
	Cu	19,2	9	20,1	87,2	14,2	24,7	27,2
	Pb	0,9	2,1	0,9	0,8	0,4	1,0	1,7
	Zn	21	40	67	73	20	64	78
	Ni	2411	34	35	44	83,1	61,9	61
	Co	123	41,4	32,9	43,6	32,9	30,3	33,5
	Cs	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2
	Ga	1,4	12,0	15,7	19,0	8,4	17,1	20,5
	Hf	0,5	1,2	3,0	5,3	0,6	6,3	6,7
	Nb	0,5	0,8	2,6	4,2	0,5	72,4	81,5
	Rb	0,5	4,9	5,6	0,8	0,5	14,2	29,4
	Sn	1	1	1	1	1	5	2
	Sr	30,9	98,6	197,7	258,8	94	664,9	750,5
	Ta	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	4,7	5,4
	Th	0,1	0,9	0,4	0,8	0,1	8,4	9,3
	U	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	1,7	2,8
	V	45	228	281	440	215	96	121
	W	0,1	14	0,3	0,3	0,4	0,6	0,9
	Zr	0,5	28,5	102,4	190,4	14,2	268,8	318,2
	Y	0,5	9,9	32,9	38,9	12,5	20,4	24,4
	La	0,5	1,2	5,2	7,9	0,80	48,0	60,3
	Ce	0,5	2,9	15,0	21,8	1,50	104,5	130,5
	Gd	0,05	1,81	4,75	6,25	1,48	4,78	5,8
	Yb	0,12	0,97	3,46	3,73	1,29	1,77	2,16

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5. TECTONICA

5.1. Tectonica prealpină a soclului cristalin

Deşi şisturile cristaline nu au făcut obiectul cercetărilor noastre, o analiză a lor oricât de sumară din punct de vedere petrografic şi stratigrafic s-a impus şi ea s-a făcut, după cum am văzut, aproape în exclusivitate după studiile autorilor consacraţi domeniului metamorfic. Aceeaşi manieră de abordare rămâne şi pentru aspectele tectonice pe care le ridică şisturile cristaline şi mai ales în ceea ce priveşte raporturile dintre cele două grupuri, de Bretila- Rarău şi Tulgheş.

Nu vom mai reveni asupra a ceea ce s-a scris până la primele studii monografice asupra geologiei Munţilor Hăşmaş, respectiv ale lui Atanasiu (1928) şi Băncilă (1941), ci vom aborda problemele începând de la aceşti doi autori care au pus bazele cunoaşterii moderne a acestei regiuni, incluzând analiza în detaliu a soclului cristalin.

În jumătatea nordică a sinclinalului, respectiv în regiunea Tulgheşului, Atanasiu (1928) constată că nu există argumente după care să se interpreteze poziţia grupului I, în speţă a cristalinului de Bretila-Rarău, „ca masă şariată" peste grupul II, respectiv cristalinul de Tulgheş, fapt ce ar reieşi din superpoziţia primului peste cel din urmă. Autorul susţine că situaţia rezultă din poziţia primară, de nucleu, a granitoidelor gnaisice, intruse în masa grupului II epizonal care, în urma recutării, a suportat o „răsfrângere" bilaterală, de evantai, de unde şi inversarea raportului între cristalinul mezozonal şi cel epizonal.

Dacă e să traducem semnificaţia pe care o dă autorul acestei structuri de „evantai" realizată în urma recutării, atunci trebuie admis un raport în care cristalinul mezozonal se dispune peste cel epizonal, dar numai local, fenomen care nu are nimic comun cu amploarea pe care o presupune fenomenul de şariaj. Mai mult, în prezenţa cloritoşisturilor cu biotit, autorul vede şi o trecere treptată de la şisturile grupului II, epizonal, spre cele din grupul I, mezozonal. Cât priveşte vergenţa vestică a şisturilor cristaline din zonă, şi în special a seriei epizonale, Atanasiu o interpretează drept remanenţă a stilului de cutare altaic, în aria celui alpin.

Primul care a susţinut existenţa unui şariaj al gnaiselor de Rarău peste cristalinul de Tulgheş a fost Popescu-Voiteşti (1929; 1929-1930), autor care a argumentat poziţia anormală dintre cele două serii plecând de la datele geologice ale lui Atanasiu din regiunea Tulgheşului, dar şi după observaţiile sale personale făcute în Munţii Rodnei. Ulterior, aceeaşi idee a fost împărtăşită de Streckeisen

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(1933), Kraütner (1938), Băncilă (1941), Dessila-Codarcea (1966), Mureşan (1967) şi Săndulescu (1975).

Pentru cele două grupuri de cristalin din jumătatea sudică sinclinalului mezozoic Tulgheş-Hăşmaş-Ciuc, Băncilă (1941) a utilizat termeni ca seria clorito-filitoasă şi seria gnaisică. După observaţiile sale, între cele două tipuri de cristalin, epizonal şi mezozonal, există raporturi anormale, în sensul că seria clorito-filitoasă plonjează sub seria gnaisică. Autorul susţine chiar existenţa unor brecii tectonice în zona de separare a celor două tipuri de cristalin.

Băncilă face, în plus, observaţia că în raportul dintre cele două tipuri de cristalin, sedimentarul mezozoic nu este antrenat, ci din contra, acesta repauzează transgresiv pe amândouă; încălecarea, după el, s-a produs în ciclul hercinic.

Trebuie subliniat faptul că dispoziţia Grupului de Bretila-Rarău peste cel de Tulgheş este cât se poate de clară în nordul sinclinalului, mai ales dincolo de Valea Bistricioarei, unde faptul a fost dovedit atât prin lucrări miniere, cât şi prin foraje (Săndulescu, 1975).

În zona flancului extern al sinclinalului şi anume începând din Valea Telecului spre sud, planul de şariaj al Pânzei de Rarău se redresează până la verticală, ajungând ca în „Creasta" Dămucului el să capete o vergenţă vestică evidentă, de unde poziţia cristalinului epizonal peste cel mezozonal. O atare situaţie a făcut ca unii autori să revină asupra ideii de şariaj şi să susţină poziţia normală între cele două tipuri de cristalin (Ianovici şi Ionescu, 1966).

După observaţiile lui Săndulescu (1975), în această zonă, raporturile sunt numai aparent normale, întrucât Grupul de Tulgheş se dispune peste cel de Bretila-Rarău prin nivelele sale superioare şi nu cu cele bazale cum ar trebui să fie în situaţia unei succesiuni normale. În plus, în sectorul dintre Bâtca Neagră şi Pârâul Guşei, unde intervine situaţia invocată de Ianovici şi Ionescu (1966), Săndulescu (1975) menţionează că la contactul cu Grupul de Tulgheş se observă în cristalinul de Bretila-Rarău un fenomen de diaftoreză, însoţit de frecvente brecifieri şi laminări evidente.

Toată această situaţie se datorează, de fapt, recutării ulterioare a planului de şariaj, petrecută în ciclul alpin, în una din tectogenezele din miocen, deformare care a adus Grupul de Tulgheş, iniţial inferior cristalinului de Bretila-Rarău, într-o poziţie superioară acestuia; faptul s-a repercutat şi asupra succesiunii sedimentare mezozoice, aşa cum se poate observa pe Pârâul Mâţului şi Pârâul Piciorului, unde gresiile şi conglomeratele seisiene stau peste dolomite, iar dolomitele triasice sunt impinse peste Formaţiunea cu *Aptychus* (fig. 3.1 şi 5.1). Poziţia aparent normală este doar locală şi de mică amploare, fără să schimbe raporturile de şariaj dintre cele două grupuri de cristalin.

În concluzie, toate observaţiile, inclusiv cele rezultate din foraje, demonstrează existenţa Pânzei gnaiselor de Rarău, cum este ea denumită cel mai frecvent de către autori, ca şi faptul că şi în situaţia unor deformări ulterioare a planului de şariaj, raporturile dintre cele două tipuri de cristalin rămân anormale.

Problemele care se mai ridică însă, în legătură cu această pânză de şariaj, sunt în mod firesc două: vârsta şariajului şi stilul tectonic, adică vergenţa estică sau

vestică a acesteia. În legătură cu vârsta punerii în loc a Pânzei gnaiselor de Rarău, s-au conturat de-a lungul timpului două orientări. Unii autori au susţinut vârsta alpină a pânzei (Popescu-Voiteşti, 1929; Joja et al., 1968; Mureşan, 1967), în timp ce după alţii ea ar fi prealpină (Streckeisen, 1933; Kraütner, 1938; Săndulescu, 1975).

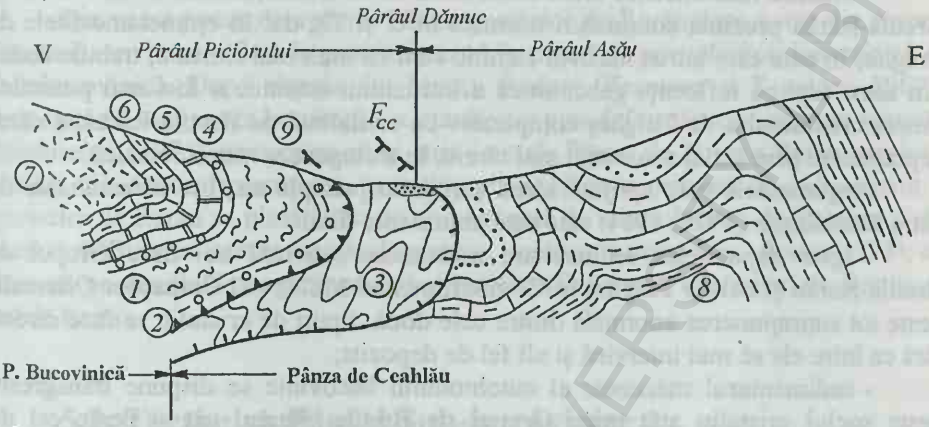


Fig. 5.1. Secţiune geologică pe direcţia Pârâul Piciorului – Pârâul Asău, indicând deformările induse de tectogenezele post-paroxismale:
Grupul de Bretila-Rarău; *1* – micaşisturi cu granaţi; *2* – gnaise; *3* – Grupul de Tulgheş; *4* – conglomerate (Seisian); *5* – dolomite (Campilian-Anisian); *6* – Formaţiunea cu *Aptychus* (Kimmeridgian-Tithonic); 7 – wildflysch; 8 – Formaţiunea de Sinaia.

Cel puţin într-o primă etapă, susţinătorii vârstei alpine a şariajului nu şi-au sprijinit ipoteza pe argumente capabile să convingă. Astfel, Mureşan (1967) consideră că Pânza gnaiselor de Rarău este de forfecare şi o asimilează cu Pânza Getică din Carpaţii Meridionali, fiind, după el, de vârstă laramică; în acest sens, se invocă faptul că ultimele depozite ce stau discordant pe cristalin, dar şi peste Triasic sunt gresiile cu *Itruvia* de la Beneş, considerate de Atanasiu (1928) de vârstă senoniană. Autorul recunoaşte caracterul transgresiv al sedimentarului mezozoic pe soclu cristalin, dar nu citează nici o situaţie în care acesta să fie implicat pe planul de şariaj care separă Grupul de Bretila-Rarău de Grupul de Tulgheş sau să sigileze contactul dintre ele.

Acelaşi autor revine (2006), aducând în sprijinul vârstei alpine următoarele argumente :

- depozitele mezozoice acoperă normal mezometamorfitele de Bretila-Rarău; dacă acestea, sau mai frecvent depozitele triasice, se dispun peste cristalinul de Tulgheş, fapt observat, după autor, în „Creasta" Dămucului, baza lor este brecifiată;

- citând o serie de aspecte semnalate de Mutihac (1966) şi Săndulescu (1976) în zona Breaza-Lefele, în apropiere de contactul zonei cristalino-mezozoice cu zona flişului, autorul crede că aici ne aflăm în situaţia în care depozitele triasice ar fi antrenate pe planul de şariaj dintre mezometamorfitele de Bretila-Rarău şi epimetamorfitele de Tulgheş;

- în culmea Obcina-Fagul Înalt, planul de şariaj al Pânzei gnaiselor de Rarău se dispune peste corneenele aureolei de contact a masivului alcalin de la Ditrău, în cadrul căruia ultimele manifestări endogene ar fi preaustrice, în speţă apţiene, conform cu datele geocronologice (Krautner şi Bindea, 1995);

- studiile radiometrice arată că în zona de la Ditrău, mezometamorfitele de Bretila-Rarău prezintă conţinuturi normale în U şi Th, dar în epimetamorfitele de Tulgheş în care este intrus masivul sienitic sunt cu mult mai ridicate; trebuie dedus din acest fapt că influenţa geochimică a intruziunii sienitice a fost mai puternică asupra cristalinului de Tulgheş comparativ cu cristalinul de Bretila-Rarău, a cărui suprapunere prin şariaj a survenit mai târziu, în tectogeneza mezocretacică.

Argumentele care sprijină ideea şariajului prealpin au fost sistematizate de către Săndulescu (1975, 1984) cele mai importante fiind:

- lipsa depozitelor sedimentare mezozoice sau mai noi între Grupul de Bretila-Rarău şi cel de Tulgheş în Compartimentul Moldav al Carpaţilor Orientali; peste tot suprapunerea anormală dintre cele două tipuri de cristalin se face direct, fără ca între ele să mai intervină şi alt fel de depozite;

- sedimentarul mezozoic al autohtonului bucovinic se dispune transgresiv peste soclul cristalin atât peste Grupul de Bretila- Rarău, cât şi peste cel de Tulgheş, dar în aceeaşi măsură şi peste contactul tectonic dintre ele, sigilând în acest fel planul de şariaj; în sinclinalul Hăşmaşului sigilarea planului de şariaj se face de către dolomitele triasice, situaţie întâlnită în Piatra Runcului, imediat la nord de Valea Bistricioarei, în Muntele Chicera şi în extremitatea sudică a Culmii Dămucului;

- pe flancul intern al sinclinalului şi anume din regiunea Mihăileni-Frumoasa şi până la obârşia Oltului, Brecia de Hăşmaş, de vârstă permiană (Mureşan, 1970) se dispune, de asemenea, pe contactul tectonic dintre Grupul de Bretila-Rarău şi Grupul de Tulgheş;

- complexul magmatogen al sienitului de la Ditrău străpunge planul de şariaj dintre cele două grupuri de cristalin, iar determinările prin metoda K/Ar pe biotitul din sienite şi corneenele de contact au indicat 150 Ma (Rădulescu şi Dimitrescu, 1982), în timp ce cele radiometrice au dat vârste cuprinse între 326 şi 297 Ma pentru masa principală a masivului (Ionescu et al., 1966 în Săndulescu, 1975), în consecinţă fiind de luat în considerare faptul că procesul de încălecare a fost blocat înainte de Mezozoic.

Aşadar, dacă facem abstracţie de vârstele contradictorii ale sienitelor de la Ditrău, corp intruziv ce străpunge planul de şariaj dintre cele două grupuri de cristalin şi luăm în consideraţie faptul că atât în lucrările miniere, cât şi în foraje nu este dovedit că ar fi implicat şi sedimentarul mezozoic, atunci ne vedem obligaţi să acceptăm mai degrabă ipoteza vârstei prealpine a acestei pânze. Mai mult, Săndulescu (1975) nu exclude ca tectogeneza care a generat pânza să fie răspunzătoare şi de intruziunea sienitică, întrucât, susţine el, ultimele produse ale procesului magmatogen legat de corpul intrusiv străbat planul de şariaj, în timp ce primele rămân inferioare acestuia.

În privinţa vergenţei acestei pânze prealpine, părerile au fost, de asemenea,

împărţite, unele susţinând că este vorba de o vergenţă estică specifică structurilor alpine. O analiză mai detaliată asupra acestei probleme a făcut Săndulescu (1975) care este de părere că trebuie ţinut cont mai întâi de poziţia iniţială a ariilor de sedimentare a pânzelor bucovinice şi mai apoi stabilită repartiţia spaţială a grupurilor cristaline înainte de deformările alpine.

Din acest punct de vedere, Pânza gnaiselor de Rarău face parte din corpul Pânzei Bucovinice, aflată în poziţie internă în raport cu pânzele Sub-bucovinică şi Infrabucovinică. După situaţia din Munţii Rodnei (Krautner şi Krautner, 1969), care arată că orogeneza hercinică s-a manifestat prin deformări cu vergenţă vestică, Săndulescu (1975) presupune că şi mai la sud, Pânza de Bretila-Rarău prezintă acelaşi stil. Autorul presupune, în acelaşi timp, că zona primară de sedimentare a gnaiselor de Rarău se plasa la est de aria ocupată de viitorul Grup de Tulgheş şi de „seria" de Bistriţa-Barnar din patul acestuia; ipoteza, susţine Săndulescu (1975), se bazează pe similitudinea petrografică şi metamorfică dintre cristalinul de Bretila şi cel de Rarău.

5.2. Tectonica Pânzei Sub-bucovinice

În sinclinalul Hăşmaşului, elementele Pânzei Sub-bucovinice nu sunt reprezentate decât prin câteva petice de rabotaj consemnate cartografic încă de Atanasiu (1928). Autorul le înregistrase ca succesiuni răsturnate, aparţinând zonei cristalino-mezozoice şi împinse peste flişul de Sinaia după linia de încălecare denumită ulterior de Băncilă (1958) central-carpatică. Este vorba de aflorimentele de la Gura Dămucului şi Bâtca Rotundă. Calitatea lor de petice de rabotaj şi apartenenţa la această unitate de şariaj au fost stabilite ulterior de către Săndulescu (1975).

La Gura Dămucului succesiunea cuprinde Triasic, Liasic, Dogger şi Neocomian, depozite antrenate într-o structură de doi solzi (Grasu şi Turculeţ, 1965; Grasu, 1976; Săndulescu, 1975) separaţi de o falie care se sprijină pe planul de şariaj, după care peticul respectiv încalecă Formaţiunea de Sinaia din Pânza de Ceahlău (fig. 3.2 şi 3.4); după observaţiile lui Săndulescu unul din solzi mai păstrează şi ceva din soclul cristalin.

Sprijinirea fracturilor care separă structurile de solzi pe planul de şariaj arată că solzificarea s-a produs anterior antrenării acestor formaţiuni în procesul de avansare a Pânzei Bucovinice, petrecută în faza paroxismală, respectiv tectogeneza mezocretacică. Cum ultimul termen cunoscut în stiva sub-bucovinică are vârsta neocomiană, se deduce că structurarea internă în domeniul sub-bucovinic a avut loc în tectogeneza austro-alpină. Din această situaţie reiese că în momentul acumulării Formaţiunii de wildflysch din Pânza Bucovinică, domeniul sub-bucovinic era deja exondat; concluzia se corelează, după Săndulescu, şi cu observaţia conform căreia nu s-au semnalat, cel puţin până în prezent, în succesiunile sub-bucovinice depozite de tip wildflysch sau de altă natură mai noi decât Neocomianul.

Peticul de rabotaj de la Bâtca Rotundă, situat mai la sud de Muntele Chicera-Tulgheş, a fost semnalat cartografic, aşa cum am menţionat deja, de către Atanasiu

(1928), iar după observaţiile lui Săndulescu (1975) el cuprinde o succesiune răsturnată de dolomite triasice şi brecii considerate, ca şi la Gura Dămucului de vârstă neocomiană; autorul presupune că aflorimentul de la Bâtca Rotundă constituie o structură de doi solzi.

Elemente sub-bucovinice cu tectonizare avansată, de tipul unor lame de rabotaj, se mai întâlnesc pe Pârâul lui Stan, Pârâul Ciofu şi pe Pârâul Popii (fig. 3.3). Pe primele două, afluenţi de stânga ai Dămucului, succesiunea sub-bucovinică este răsturnată, dar şi puternic dezmembrată; breciile, calcarele pelitomorfe cu tintinnide şi litarenitele calcaroase care amintesc de Formaţiunea cu *Aptychus* bucovinică stau sub un pachet de roci triasice constituit din dolomite, evident strivite, la care se adaugă o bandă subţire de gresii şi conglomerate cuarţitice seisiene (Grasu, 1976; Grasu et al., 1995).

Pe Pârâul Popii, afluent de stânga al Bistricioarei, situat în dreptul confluenţei cu Pintecul, apare ultima lamă de rabotaj sub-bucovinică din spaţiul sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului. Şi acest afloriment a fost deja consemnat de către Atanasiu (1928) pe harta geologică a zonei Tulgheş; după observaţiile noastre, aici este vorba de o bandă de gresii şi conglomerate seisiene şi dolomite campilian-anisiene în succesiune inversă, împinse peste flişul Formaţiunii de Sinaia.

Succesiunea stratigrafică şi stilul structural care caracterizează Pânza Sub-bucovinică nu pot fi deduse însă numai din analiza peticelor şi lamelor de rabotaj. Pentru conturarea unei imagini mai apropiate de realitate, se poate dovedi utilă analiza lor din ferestrele tectonice.

Cea mai apropiată sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului este fereastra tectonică de la Tomeşti, acoperită în parte de vulcanitele neogene, a cărei suită mezozoică a făcut de-a lungul timpului obiectul cercetării mai multor autori, printre care sunt de reţinut: Streckeisen (1940), Gherasi (1950), Patrulius et al. (1965), Grasu (1976), Mureşan (1967, 1976) şi Mureşan et al. (1981).

La Tomeşti succesiunea stratigrafică este în parte diferită faţă de cea întâlnită în cazul peticelor şi lamelor de rabotaj descrise. Triasicul este acelaşi, cu gresii şi conglomerate cuarţitice seisiene, urmate de dolomite, dar fără nivelul calcarelor litate cu fauna de Azodu Mare din Pânza Bucovinică. Urmează apoi argile roşii concoide cu gresii subţiri cuarţoase, considerate liasice, jaspuri şi radiolarite de vârstă încă incertă, ladiniană sau callovian-oxfordiană, şi un pachet ce depăşeşte 200 m grosime de siltite şi calcare negre fine cu *Bositra*, revenind Doggerului (Grasu, 1976). Suita are drept ultim termen, gresii şi calcaro-gresii cenuşii-negricioase cu aspect nodular, întrutotul asemănătoare celor care la Gura Dămucului conţin fauna doggeriană descrisă de Grasu şi Turculeţ (1965); în aceste depozite însă nu am întîlnit resturi fosile.

Din punct de vedere structural, la Tomeşti succesiunea mezozoică sub-bucovinică este larg cutată (fig. 5.2) şi afectată de puţine accidente rupturale, ceea ce indică un stil tectonic mai relaxat. În consecinţă, diversitatea litostratigrafică şi structurală sub care apar petcele şi lamele de rabotaj sub-bucovinice reprezintă rezultatul intervenţiei a doi factori: unul primar impus de caracterul de rid al domeniului sub-bucovinic, de unde şi coloanele stratigrafice trunchiate, deter-

minate de eroziuni şi întreruperi ale procesului de sedimentare, la care s-a adăugat dezmembrarea accentuată a succesiunilor în timpul procesului de şariaj mezocretacic al Pânzei Bucovinice.

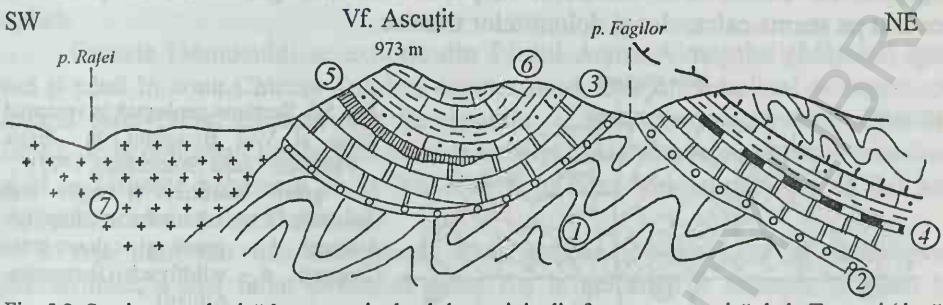


Fig. 5.2. Secţiune geologică în mezozoicul sub-bucovinic din fereastra tectonică de la Tomeşti (după Grasu, 1976):
1 – cristalin; *2* – conglomerate şi gresii (Seisian); *3* – dolomite (Anisian); *4* – jaspuri (?Ladinian); *5* – argile roşii concoide (Liasic); *6* – grezo-calcare şi siltite cu *Bositra* (Dogger); *7* – vulcanite neogene.

5.3. Tectonica Pânzei Bucovinice

Mare parte din aria sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului revine Pânzei Bucovinice. Aceasta este o pânză de soclu întrucât antrenează şi formaţiunile cristalofiliene prealpine. Caracterul său de pânză de forfecare este evidenţiat de faptul că pe traseul contactului cu flişul, planul de şariaj intersectează formaţiuni de vârste diferite, de la şisturi cristaline şi depozite triasice până la Formaţiunea cu *Aptychus*, malm-neocomiană.

Arhitectonica acestei pânze de forfecare este nu numai rezultatul structurilor mari cu caracter regional, generate în tectogeneza principală, mezocretacică, ci şi a unor deformări mai vechi, de anvergură mai redusă, intratriasice, intraliasice şi post bathoniene, cele din urmă aferente fazelor nevadiană şi austro-alpină; ele sunt marcate şi de evidente discordanţe unghiulare (Săndulescu, 1975).

La nivelul Triasicului, prima discontinuitate apare în baza Werfenianului. Ea este marcată de lipsa pe anumite profile a grezo-conglomeratelor cuarţitice seisiene şi aşezarea dolomitelor anisiene direct pe şisturile cristaline. Sunt semnalate asemenea situaţii în Piatra Pânţărenilor, obârşia Pârâului Suhard, Chicera, Piatra Arşiţei ş.a. Această discontinuitate este accentuată pe alocuri de o uşoară decolare a dolomitelor de pe substratul de cristalin, decolare care a antrenat pachetul grezo-conglomeratic, într-o serie de mici nuclee anticlinale cu caracter diapir; diapirismul se manifestă prin tendinţa acestora de a străpunge masa dolomitelor (fig. 5.3).

O a doua discontinuitate pare să se plaseze în post-Anisian, întrucât în anumite zone, cum este cazul pe Pârâul Suhard, calcarele ladiniene stau direct pe şisturile cristaline, pe nivelul detritic al Seisianului sau pe dolomite indicând astfel o scurtă perioadă de eroziune. Lipsa Rhetianului, ca şi dezvoltarea sporadică a calcarelor şi dolomitelor ladiniene şi carnian-noriene, pledează pentru o întrerupere

de sedimentare şi înainte de acumularea calcarelor ferolitice în facies de Hierlatz, aferentă fazei tectonice eocimmeriene. Ea corespunde unei discordanţe cu relief îngropat, iar conservarea calcarelor respective stă în legătură cu un paleocarst realizat pe seama calcarelor şi dolomitelor triasice.

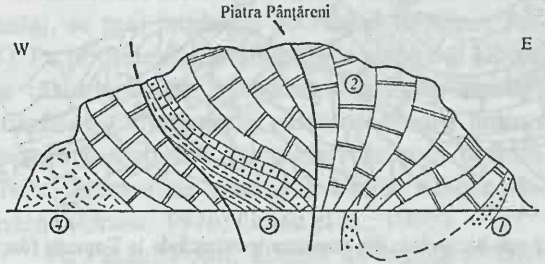


Fig. 5.3. Secţiune geologică în versantul stâng al Văii Bicazului, în Piatra Pânţăreni (după Săndulescu, 1975): *1* – gresii cuarţitice şi argile roşii (Seisian); *2* – dolomite (Campilian-Anisian); *3* – gresii şi calcaro-gresii (Dogger); *4* – wildflysch (Barremian-Albian).

Observaţii structurale de detaliu făcute de Săndulescu (1975) în succesiunile seriei bucovinice au dus la concluzia că în faza Donetz din intraliasic, petrecută după acumularea calcarelor ferolitice de Hierlatz, s-a realizat o serie de cute cu orientare nord-sud şi flancuri destul de înclinate, de 40-45°. Această întrerupere însoţită de cutare se explică şi prin caracterul discordant al Doggerului, care ajunge să se dispună peste diverşi termeni ai Triasicului. După autor, aparţine fazei Donetz anticlinalul cu şisturi cristaline în ax de la vest de Suhardul Mare, structura anticlinală de la obârşia Pârâului Oii şi anticlinalul de la obârşia Pârâului Fagului de pe flancul extern al sinclinalului, unde depozitele doggeriene stau discordant pe dolomitele triasice sau direct pe cristalin.

Există pe aria Pânzei Bucovinice şi o serie de structuri puse pe seama tectogenezelor nevadiană şi austro-alpină. Deformări de vârstă nevadiană sunt menţionate pe flancul extern al sinclinalului şi anume pe structura anticlinală de la obârşia Pârâului Fagului, unde peste depozitele doggeriene se dispune Formaţiunea cu *Aptychus*. După observaţiile lui Săndulescu (1975) Formaţiunea de Lunca (= Formaţiunea cu *Aptychus*) relevă aici o poziţie discordantă, întrucât ajunge să se dispună peste Dogger, dar şi peste termenii mai vechi, respectiv dolomitele anisiene şi chiar pe cristalin. Aceasta este structura în care, aşa cum s-a mai menţionat, apare şi discordanţa legată de faza Donetz; de aici se poate deduce, după autor, coaxialitatea cutărilor pre-paroxismale.

Pe acelaşi flanc extern se evidenţiază şi deformările datorate fazei austro-alpine. Aici, Formaţiunea cu *Aptychus* este depăşită transgresiv, succesiv, dinspre sud spre nord de depozitele de wildflysch. Faptul dovedeşte, după Săndulescu, că înainte de Barremian, de începutul sedimentării wildflysch-ului, „Creasta" Dămucului, împreună cu învelişul său sedimentar, inclusiv Formaţiunea cu *Aptychus* au fost cutate şi-n acelaşi timp, parţial erodate. În faza austro-alpină s-a schiţat deci anticlinalul frontal al Pânzei Bucovinice, în speţă „Creasta" Dămucului şi prelungirea ei spre sud, respectiv anticlinalul Lunca.

Structurile mari ale pânzei Bucovinice au caracter regional şi sunt legate de faza de deformare mezocretacică. Acestea sunt anticlinalul frontal în est şi sincli-

nalul pânzei spre vest (Săndulescu, 1975). Anticlinalul frontal care formează bordura externă a Pânzei Bucovinice este constituit din două segmente şi anume „Creasta" Dămucului, în jumătatea nordică a zonei şi anticlinalul Lunca în cea sudică.

Creasta Dămucului se extinde din Pârâul Arşiţa Almaşului (Mâţului) spre sud şi până în zona Chicera-Tulgheş dinspre nord. Este un anticlinal asimetric, cu flancul estic faliat, fractură care corespunde cu linia central-carpatică (Băncilă, 1958), de la contactul Pânzei Bucovinice cu flişul. Are în nucleu şisturile cristaline şi el se lărgeşte progresiv de la 700-800 m în zona Muntelui Pavaş, la 2-3 km lăţime la nord de valea Bicazului.

Aşa cum am mai menţionat, acest anticlinal s-a schiţat în fazele pre-paroxismale, a fost faliat şi împins peste fliş în deformările austrice şi reluat în tectogenezele târzii din Miocen, când a suportat pe anumite aliniamente o deformare cu un uşor caracter retrovers.

Imediat la sud de Muntele Pavaş, anticlinalul „Crestei" Dămucului dispare sub Formaţiunea cu *Aptychus,* continuându-se de aici cu anticlinalul Lunca, în care axul acestuia este jalonat de mici butoniere de dolomite (Pârâul Arşiţei), dolomite cu mici iviri de Dogger (Pârâul Lupului) sau cristalin şi dolomite triasice, cazul structurilor de pe pâraiele Fagului, Javardi, Antaluk, Putna Întunecoasă şi Rana Mare. Dacă începând din zona Chicera-Tulgheş şi până la Muntele Pavaş din sud, linia central-carpatică este cât se poate de evidentă, aducând în contact depozitele de fliş cu şisturi cristaline sau dolomite triasice, de aici spre sud ea a fost, în timp, mai dificil de stabilit, din cauza adiacenţei dintre Formaţiunea cu *Aptychus* şi cea de Sinaia, foarte apropiate ca facies şi sincrone, în parte, stratigrafic.

Spre vest, anticlinalul Lunca-„Creasta" Dămucului este flancat de albia largă a unui sinclinal în care wildflysch-ul cantonează corpul principal al Pânzei de Hăşmaş şi pe care Săndulescu (1975) l-a denumit sinclinalul pânzei. Spre nord de Valea Biacazului are loc o dedublare a lui în două mici sinclinale, Lapoş şi Criminiş, având în ax cuvertura post-tectonică, ruditică, respectiv Conglomeratele de Bârnadu (fig. 5.7).

Dacă ne referim la vârsta şariajului, acceptată ca mezocretacică, trebuie spus că în limitele sinclinalului Hăşmaş, dovezile sunt relative, în sensul că se poate lua în considerare prezenţa Albianului în partea cea mai de sus a wildflysch-ului, dar nu există nici o formaţiune post-tectonică care să acopere discordant contactul dintre Pânza Bucovinică şi flişul unităţii de Ceahlău.

Cât priveşte lăţimea minimă de şariaj a Pânzei Bucovinice, ea este estimată în acest sector al zonei cristalino-mezozoice la cca 20 km, distanţa măsurată între fereastra tectonică de la Tomeşti în care apar formaţiunile sub-bucovinice şi bordura estică a ei, de la contactul cu flişul din lungul Trotuşului şi Dămucului. Fără îndoială că ea poate fi şi mai mare, sens în care trebuie luată în considerare afirmaţia lui Săndulescu (1975) după care, la latitudinea Munţilor Rodnei, şariajul acestei pânze atinge 60-70 km.

În cadrul Pânzei Bucovinice se întâlnesc, după cum am văzut, structuri de vârste diferite, dar deformarea principală, inclusiv falia central-carpatică, s-a pro-

dus după acumularea wildflysch-ului şi înaintea depunerii Conglomeratelor de Bârnadu vraco-cenomaniene, ceea ce corespunde tectogenezei austrice de la finele Albianului.

Cel puţin în spaţiul sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului, linia central-carpatică corespunde raporturilor dintre Pânza Bucovinică şi Formaţiunea de Sinaia din Pânza de Ceahlău, între care au fost antrenate şi peticele de rabotaj sub-bucovinice. În condiţiile în care liniei central-carpatice i se conferă un înţeles mai larg, în sensul contactului tectonic dintre Masivul Maramureşan (Compartimentul Tisa-Ciuc) cu eşafodajul său de pânze suprapuse şi zona flişului, atunci lucrurile trebuie privite într-un context cu mult mai larg.

Din acest punct de vedere, după Mureşan (2006), linia central-carpatică, în sens Băncilă (1958), reprezintă un plan de şariaj post-austric. Autorul aduce în sprijinul afirmaţiei următoarele argumente:

- Conglomeratele de Bârnadu vraco-cenomaniene se întâlnesc şi în nordul sinclinalului Rarău, respectiv în zona Breaza, unde stau transgresiv atât peste wildflysch, cât şi peste ultrabazitele aparţinând pânzelor transilvane; aici conglomeratele respective sunt fracturate şi antrenate pe linia central-carpatică, demonstrând vârsta ei post-austrică;
- cel mai adesea, zona cristalino-mezozoică ia contact tectonic cu Pânza de Ceahlău, care în unele digitaţii cuprinde însă, pe lângă Formaţiunea de Sinaia, şi depozite mai noi, vraco-cenomaniene; mai mult, după Mutihac (1968) şi Ştefănescu (1969), în zona dintre Tătarca şi Lucina, zona cristalino-mezozoică depăşeşte Pânza de Ceahlău, ajungând în contact cu Pânza de Teleajen, care se încarcă cu depozite şi mai noi, turonian-senoniene şi chiar paleocene. În acest caz, linia central-carpatică corespunde şariajului petrecut în tectogeneza laramică târzie de la finele Paleocenului.

În concluzie, este de admis că falia central-carpatică s-a iniţiat în mezo-cretacic şi a fost reluată în tectogenezele ulterioare, inclusiv în faza laramică finală, când întregul Compartiment Tisa-Ciuc cu eşafodajul său de pânze (Bucovinică, Sub-bucovinică, Infrabucovinică şi transilvană), înglobând şi toate depozitele post-austrice până la cele paleocene (Beneş, Lucina, Glodu) a avansat solidar peste zona flişului de la est.

5.4. Tectonica Pânzei transilvane de Hăşmaş

Existenţa unei serii mezozoice alohtone în sinclinalul Hăşmaşului a fost intuită iniţial de către Uhlig (1907), dar primele argumente în acest sens au fost furnizate de către Ciocârdel şi Patrulius (1960), autori care au demonstrat pe date biostratigrafice şi geometrice condiţia de lambou de acoperire a masei calcaroase din masivul Munticelu-Surduc.

În sensul în care o cunoaştem astăzi, Pânza transilvană de Hăşmaş a fost precizată şi conturată cartografic de către Săndulescu (1975). Acesta i-a stabilit atât conţinutul stratigrafic, mecanismul genetic şi momentul şariajului, cât şi

elementele structurale. În primul rând, autorul a stabilit faptul că aceasta este o pânză de decolare şi că termenii săi sedimentari s-au acumulat pe o scoarţă de tip oceanic. Caracterul de pânză de decolare este subliniat de dezrădăcinarea completă a pânzei, conturul ei de eroziune având o formă închisă.

După cum se ştie, formaţiunile prejurasice ale succesiunii transilvane apar discontinuu în masa wildflysch-ului, în timp ce corpul principal al Pânzei de Hăşmaş este format din calcarele kimmeridgian-urgoniane. Ea a fost afectată de o serie de deformări introduse de fazele tectogenetice pre-paroxismale, în special de fazele nevadiană şi austro-alpină.

O primă discontinuitate susţinută de Săndulescu (1975) se plasează la limita Kimmeridgian-Tithonic. După autor, ea este vizibilă în versantul nordic al Muntelui Ghilcoş, unde calcarele masive de Stramberg se dispun peste diferiţi termeni ai Formaţiunii cu *acanthicum*; discontinuitatea corespunde unei discordanţe unghiulare de 10-15° şi este rezultatul mişcărilor nevadiene, comune şi domeniului bucovinic.

O a doua discontinuitate se plasează la limita Urgonianului cu depozitele neocomiene. În cazul în speţă, calcarele masive urgoniene se aşează peste diferiţi termeni ai Neocomianului sau chiar direct pe Calcarele de Stramberg, tithonice, situaţie întâlnită în Cheile Bicazului, Piatra Bardosului, Suhardul Mic, Piatra Roşie şi Hăşmaşul Negru. Şi această discontinuitate pare să corespundă cu o discordanţă unghiulară, ceea ce duce la concluzia unei faze de cutare intervenite anterior depunerii Urgonianului; de data aceasta este vorba de tectogeneza austro-alpină.

Pe seama aceleeaşi faze austro-alpine se pune şi falierea masei calcaroase a Pânzei de Hăşmaş, cu realizarea unui sistem de solzi, aşa cum este cazul celor din Cheile Bicazului sau solzii Hăşmaşului Negru (fig. 5.4). Fracturile care separă solzii respectivi sunt retezate de planul de şariaj mezocretacic, ceea ce demonstrează că sistemul respectiv de solzi era deja realizat la momentul decolării de la finele Albianului.

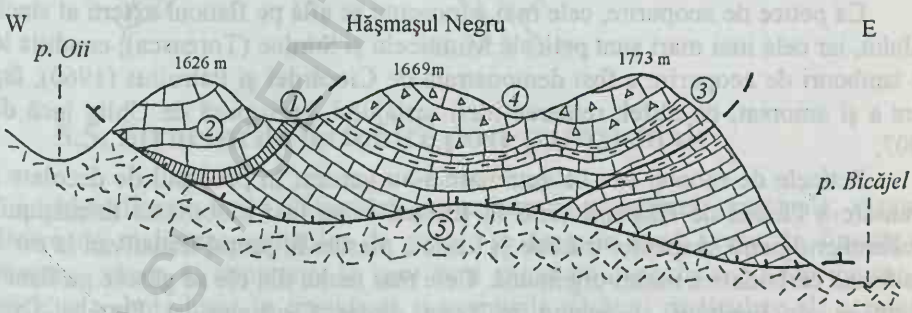


Fig. 5.4. Secţiune geologică prin solzii Hăşmaşului Negru:
1 – Kimmeridgian; *2* – Tithonic (Calcare de Stramberg); *3* – Neocomian; *4* – Urgonian; *5* – Barremian-Albian (wildflysch).

Aşa cum s-a subliniat deja, Pânza de Hăşmaş este o pânză de decolare. Chiar dacă declanşarea procesului de şariaj stă în legătură cu o fază de compresiune, aferentă tectogenezei austrice, deplasarea pânzei s-a făcut sub imperiul forţei gravi-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

taţionale, iar specificul ei este dat de sincronismul dintre procesul de avansare şi sedimentarea formaţiunii de wildflysch care a constituit patul de glisare a masei calcaroase.

Sincron cu avansarea ei spre exterior, a avut loc şi remanierea fragmentelor de diverse dimensiuni din fruntea pânzei, fragmente care au fost înglobate în masa argilo-siltică a wildflysch-ului sub formă de olistolite. Este de luat în considerare faptul că procesul de şariaj s-a blocat în momentul în care masa de calcare a ajuns în zona axială a bazinului bucovinic când, din cauza pantei reduse, forţa de frecare a reuşit să depăşească forţa gravitaţiei. Din această situaţie s-a dedus şi faptul că bazinul de acumulare a wildflysch-ului a avut un profil asimetric, cu o pantă lină spre vest şi una abruptă spre est, spre domeniul sub-bucovinic, cu rol de rid, probabil exondat; lipsa wildflysch-ului în domeniul sub-bucovinic sprijină, după Săndulescu (1975), o asemenea idee.

În ce priveşte amploarea şariajului, se consideră, în condiţiile în care Pânza de Hăşmaş n-a depăşit fruntea Pânzei Bucovinice, că lăţimea minimă ar fi de 30 km. Cum însă în forajul de la Ibăneşti din Munţii Gurghiului, după informaţiile furnizate de Săndulescu (1975), sub vulcanitele neogene şi Badenianul din substratul lor se mai întâlneşte încă triasic de tip bucovinic, atunci trebuie admis că zona de origine a Pânzei de Hăşmaş se află cu mult mai spre vest, rezultând o lăţime minimă de şariaj de 60-70 km.

Pe lângă structurile generate de fazele tectogenetice pre-paroxismale şi deformările intervenite în timpul deplasării, eroziunea post-austrică a determinat şi ea la rândul său o serie de elemente specifice pânzelor de şariaj, şi anume petice de acoperire, ferestre şi semiferestre tectonice, petice de rabotaj ş.a.

Conturul de eroziune al Pânzei de Hăşmaş este cât se poate de complex şi puternic festonat, situaţie determinată de înclinarea iniţială redusă a planului de şariaj; deformarea acestuia pe anumite profile, cu caracter anticlinal sau sinclinal, se datorează, după cum vom vedea, fazelor tectogenetice post-paroxismale.

Ca petice de acoperire, cele mai cunoscute se află pe flancul extern al sinclinalului, iar cele mai mari sunt peticele Munticelu şi Surduc (Torească); condiţia lor de lambouri de acoperire a fost demonstrată de Ciocârdel şi Patrulius (1960), fapt care a şi amorsat, de altfel, reluarea ideii şariajului, presupusă de Uhlig încă din 1907.

Peticele de rabotaj sau de antrenare s-au generat în procesul de decolare şi avansare a Pânzei de Hăşmaş, când în fruntea ei au fost mobilizate formaţiunile prekimmeridgiene, respectiv triasice şi liasice, plasate în şanţul transilvan la est de platforma carbonatică malm-urgoniană. Cele mai multe din ele se găsesc pe flancul intern al sinclinalului şi anume în zona dintre Ciofronca şi Fratele. După Săndulescu (1975), aceste petice ar avea dimensiuni între 10 şi 300 m, cel mai mare aparţinând Liasicului de Adneth.

Ferestrele tectonice sunt elemente structural-cartografice care subliniază cel mai convingător caracterul alohton al masei de calcare malm-urgoniană, iar cea mai caracteristică fereastră este cea de la Gropile, din spatele Muntelui Ghilcoş, care, de altfel, este şi unul din puţinele locuri în care se vede contactul dintre masa

de calcare şi wildflysch-ul subjacent; acelaşi lucru poate fi examinat şi în vechea carieră a fabricii de ciment de la Bicaz, de la gura Şugăului, unde calcarele tithonic-urgoniene din Toreasca plachează pe substratul de wildflysch.

O altă fereastră tectonică se poate examina în Cheile Mari, şi anume la prima curbă a şoselei în serpentine, aval de tunel. Aici se observă depozite de wildflysch, respectiv argile cu blocuri, fosilifere, din care se pot recolta exemplare de gasteropode. După observaţiile lui Săndulescu (1975), ea este, în fapt, o fereastră „diapiră", întrucât apariţia wildflysch-ului este legată de o cutare a planului de şariaj sub forma unui anticlinal în care Kimmeridgianul are tendinţa să străpungă calcarele tithonic-neocomiene; diapirismul respectiv a fost facilitat şi de două falii verticale care însoţesc cuta anticlinală (fig. 5.5).

Semiferestre tectonice sunt prezente atât pe latura vestică, cât şi pe bordura externă a corpului principal al pânzei, descriind o serie de „golfuri" în care apare la zi wildflysch-ul descoperit prin eroziune. Sunt de amintit semifereastra Curmătura, în care tronează peticul de acoperire Piatra Singuratică, sau semifereastra de pe Pârâul lui Lazăr din Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel. Cea mai interesantă semifereastră însă, este cea din zona fostei cabane Cheile Bicazului, situată între Piatra Bardosului şi Cupaş, unde aflorează şi cel mai întins areal de bazalte amigdaloide cu structuri de pillow-lava (fig. 4.3 şi 4.4).

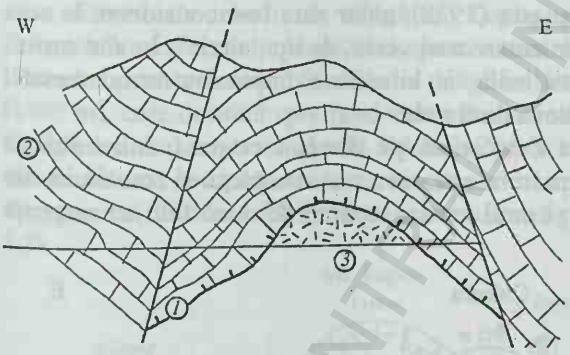


Fig. 5.5. Secţiune geologică de-a lungul serpentinelor mari din Cheile Bicazului, aval de tunel (după Săndulescu, 1975): *1* – calcare roşii (Kimmeridgian); *2* – Calcare de Stramberg (Tithonic); *3* – wildflysch (Barremian-Albian).

5.5. Structurile tectonice post-paroxismale

Identificarea unor deformări posterioare tectogenezei principale, răspunzătoare de realizarea unităţilor de şariaj, se face, în mod firesc, în funcţie de existenţa, vârsta şi structurile în care sunt antrenate depozitele post-tectonice; în subsidiar trebuie luate în considerar şi eventuale trăsături particulare ale acestora, în comparaţie cu cele generate în faza tectogenetică paroxismală.

În regiunea Hăşmaşului au fost considerate depozite post-tectonice, gresiile cu *Itruvia* de la Beneş atribuite de Atanasiu (1928) Turonian-Senonianului în facies de Gosau, care stau discordant atât pe cristalin, cât şi pe Triasic. Adevăratele depozite post-tectonice au fost separate însă mult mai târziu de către Săndulescu (1975) şi anume Conglomeratele de Bârnadu vraco-cenomaniene, dispuse discor-

dant atât pe termenii bucovinici şi cei calcaroşi ai Pânzei transilvane de Hăşmaş, cât şi pe contactul dintre cele două unităţi de şariaj mezocretacic.

De altfel, în urma revizuirii faunei de la Beneş, Lupu (1965) a ajuns la concluzia că depozitele în cauză nu depăşesc ca vârstă Cenomanianul, fiind în consecinţă sincrone cu Conglomeratele de Bârnadu. Reluînd discuţiile, în ultimele decenii, Toderiţă şi Preda (1978) revin la presupunerea iniţială a lui Atanasiu, pledând din nou pentru vârsta turonian-senoniană a depozitele în cauză.

Dincolo de disputele privind vârsta ultimelor depozite post-tectonice, se poate aprecia faptul că deformările post-paroxismale aparţin tectogenezei laramice sau mai târzii, savice, eventual stirice şi ele corespund, după Săndulescu, cu principalele faze de cutare, care au afectat unităţile de fliş, adiacente zonei cristalino-mezozoice.

Aceste deformări au afectat atât cuvertura post-tectonică, în speţă Conglomeratele de Bârnadu, cât şi formaţiunile autohtonului bucovinic şi ale Pânzei transilvane de Hăşmaş. Una din trăsăturile specifice structurilor post-paroxismale se consideră vergenţa vestică a acestora, corespunzătoare, de fapt, unor deformări de tipul retroîncălecărilor.

Trebuie să menţionăm că structuri de tipul retroîncălecărilor, şi anume a solzilor cu vergenţă vestică, sunt destul de frecvente în sinclinalul Hăşmaşului şi ele au fost menţionate încă de Atanasiu (1928), autor care le-a considerat, la acea vreme, reminiscenţe ale unui stil de cutare mai vechi, de tip „altaic". În alte cazuri, avem de a face cu simple cute anticlinale sau sinclinale drepte sau retrodeversate. Vom descrie în cele ce urmează câteva dintre ele.

Solzii Muntele Chicera. Se desfăşoară pe direcţie est-vest, între obârşia Pârâului Pintec şi Valea Stânei. Structura este ceva mai complexă şi constituită din trei solzi, unul estic, unul median şi unul vestic, separaţi de două falii cu vergenţă vestică evidentă (fig. 5.6).

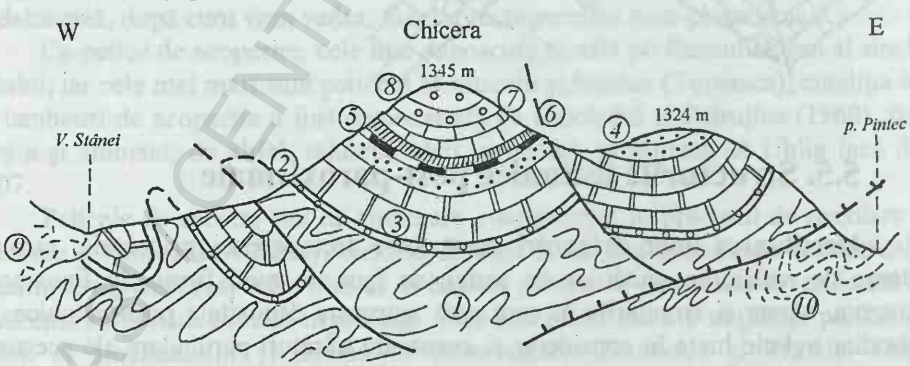


Fig. 5.6. Secţiune geologică prin Muntele Chicera-Tulgheş (după Grasu, 1971):
1 – cristalin; *2* – conglomerate şi gresii (Seisian); *3* – dolomite (Anisian); *4* – gresii şi calcaro-gresii (Dogger); *5* – jaspuri (Callovian-Oxfordian); *6* – calcare roşii amonitice de tip *acanthicum* (Kimmeridgian); *7* – Formaţiunea cu *Aptychus* (Tithonic-Valanginian); *8* – Conglomeratele de Chicera (Hauterivian); *9* – wildflysch (Barremian-Albian); *10* – Formaţiunea de Sinaia (Pânza de Ceahlău).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Toţi trei solzii antrenează deopotrivă soclul cristalin şi succesiunea sedimentară bucovinică, însă solzul median, este, după cum vom vedea, cel mai complet. Solzul Chicera-est se poate examina în şaua dintre cotele 1345 şi 1324 m, dată morfologic de falia ce desparte solzul estic de cel median. La constituţia lui participă şisturile cristaline, triasicul până la dolomitele anisiene şi Jurasicul mediu cu gresii şi calcaro-gresii cu rari belemniţi, observabile în şaua de care am pomenit mai sus (Grasu, 1971).

Solzul median poate fi examinat pe Pârâul Bursucăriei unde Triasicul şi Doggerul sunt urmate de jaspuri, calcare roşii amonitice de tip *acanthicum* (Kimmeridgian), Tithonicul în faciesul Formaţiunii cu *Aptychus*, care ar cuprinde şi Neocomianul (Săndulescu, 1975); succesiunea se încheie cu Conglomeratele de Chicera, probabil hauteriviene.

Trebuie să menţionăm că situaţia geologică din Muntele Chicera şi în special cea din solzul median este cea la care face referire Mureşan (2006, 2008), autor pentru care succesiunea, până la calcarele roşii amonitice de tip Strate cu *acanthicum*, ar aparţine Pânzei de Lacu Roşu-Licaş, iar restul Pânzei de Lunca, cea care constituie aici „un mic lambou de acoperire". Solzul vestic înscrie, aşa cum se poate vedea şi din figura 5.6, două albii sinclinale separate de o boltă anticlinală care scoate la zi cristalinul de soclu.

Structurile sinclinale Hăghieş, Lapoş şi Criminiş. Aparţin indubitabil deformărilor intervenite după tectogeneza austrică, înglobând Conglomeratele de Bârnadu, post-tectonice. Sinclinalul Hăghieş începe din vârful cu acelaşi nume (1505 m), care domină spre nord valea Bistricioarei, de unde se dirijează spre sud, depăşind cursul superior al văii Jidanului până în Muntele Toşorog (1481 m). De aici se bifurcă în două structuri, sinclinalele Lapoşului spre vest şi Criminiş spre est, structuri în care conglomeratele repauzează pe formaţiunea de wildflysch (fig. 5.7).

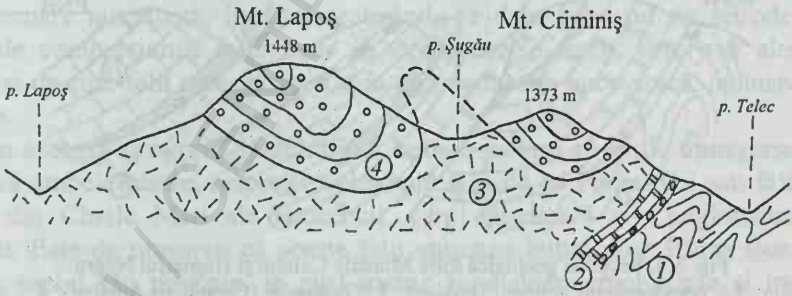


Fig. 5.7. Secţiune geologică între munţii Lapoş şi Criminiş:
1 – cristalin; *2* – conglomerate şi dolomite (Triasic); *3* – wildflysch (Barremian-Albian); *4* – Conglomerate de Bârnadu (Vraconian-Cenomanian).

Sinclinalul Lapoşului se continuă până spre sud de valea Bicazului şi se închide perisinclinal la obârşia Pârâului Făgeţelu, afluent de dreapta al Bicăjelului. În profilul Bicazului, unde conglomeratele acoperă întreaga zonă dintre Cheile Mari şi calcarele din Munticelu, ele descriu două cute sinclinale mai largi, separate în zona mediană de o mică boltă anticlinală.

Solzii Bâtca lui Cioflec-Muntele Ghilcoş. Structurile retrodeversate din zona Lacului Roşu, aparţinând flancului intern al sinclinalului, au fost descrise iniţial de Atanasiu (1928). Pot fi urmăriţi în lungul Pârâului Piatra Roşie, de la confluenţa acestuia cu Pârâul Calului, prin Bâtca lui Cioflec, gura Pârâului Oii şi Pârâul Ghilcoşului. Cuprinde trei solzi cu vergenţă vestică şi anume: solzul Bâtca lui Cioflec şi solzii Ghilcoşului.

Solzul Bâtca lui Cioflec, intern, cuprinde cristalin, conglomerate şi dolomite triasice, rare iviri de calcare roşii, ferolitice, carixiene şi depozite doggeriene bine deschise în zona de confluenţă Pârâul Oii-Pârâul Ghilcoş. Cristalinul este deschis într-o mică butonieră la confluenţa Pârâul Piatra Roşie-Pârâul Calului, unde se pot vedea amfibolite şi gnaise oculare din Grupul de Bretila-Rarău.

Solzul median începe din nou cu dolomite anisiene dispuse evident pe Dogger, urmate în lungul Pârâului Ghilcoş de cea mai completă succesiune stratigrafică din întreaga zonă, respectiv calcare ladiniene, dolomite şi calcare carnian-noriene, Liasic în facies de Hierlatz, Domerian şi Dogger, toate fosilifere, peste care urmează jaspurile şi radiolaritele callovian-oxfordiene şi Wildflysch-ul barremian-albian; acesta din urmă suportă, la rândul său, lamboul de acoperire al Pânzei de Hăşmaş din masivul Ghilcoşului, în care succesiunea de calcare de la Kimmeridgian şi până la Urgonian, constituie solzul estic.

Solzii Muntele Calului-Hăşmaşul Negru. Reeditează aproximativ constituţia solzilor din zona Lacu Roşu descrisă mai sus (fig. 5.8). În ambele cazuri, caracterul retrodeversat al structurilor este cât se poate de evident, dar observaţiile noastre arată că încălecarea dintre solzi este destul de redusă şi nu pare să aibă amploarea pe care i-a acordat-o Atanasiu (1928, fig. 76).

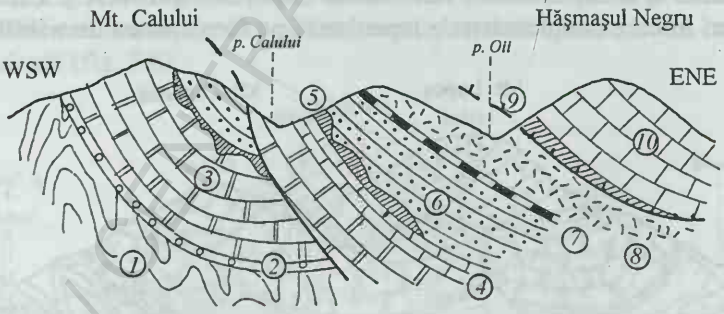


Fig. 5.8. Secţiune geologică între Muntele Calului şi Hăşmaşul Negru:
1 – cristalin; *2* – conglomerate şi gresii (seisian); *3* – dolomite (Campilian-Anisian); *4* – calcare şi dolomite (Ladinian-Norian); *5* – calcare ferolitice (Carixian); *6* – gresii şi calcaro-gresii Domerian-Bathonian); *7* – jaspuri (Callovian-Oxfordian); *8* – wildflysch (Barremian-Albian); *9* – Formaţiunea cu *acanthicum* (Kimmeridgian); *10* – calcare (Tithonic-Urgonian).

Prezenţa unor deformări post-paroxismale este o realitate şi pe flancul extern al sinclinalului şi anume în „Creasta" Dămucului în care, aşa cum a observat Săndulescu (1975), întreg anticlinalul frontal al Pânzei Bucovinice de la contactul cu flişul prezintă poziţii succesive de la redresarea la verticală şi până la răsturnare vestică, în speţă retrodeversare. Detaliile acestei retrodeversări se pot observa dacă

se urmăresc secţiunile geologice din lungul pâraielor Frunţii, Piciorului şi mai ales Mâţului, cunoscut şi sub numele de Arşiţa Almaşului (fig. 3.1, 5.1 şi 5.9).

Pe Pârâul Frunţii retrodeversarea este trădată de înclinările estice atât a cristalinului, cât şi a dolomitelor triasice care sunt împinse evident peste depozitele de wildflysch şi suportă la rândul lor Brecia de Hăşmaş, permiană (fig. 5).

Deschideri instructive în aceste structuri retrodeversate au apărut în ultimii ani cu ocazia construcţiei unor drumuri forestiere în lungul pâraielor Piciorului şi Mâţului. Cel puţin pe Pârâul Mâţului, anticlinalul cu „Seria" de Dămuc în ax are o vergenţă vestică evidentă, dolomitele triasice fiind împinse peste Formaţiunea cu *Aptychus,* fapt observabil şi pe Pârâul Piciorului (fig. 3,1, 5.1). Aceeaşi retrodeversare a suportat-o la rândul său şi planul de şariaj prealpin al Pânzei gnaiselor de Rarău, cât şi falia central-carpatică care separă zona cristalino-mezozoică de zona flişului.

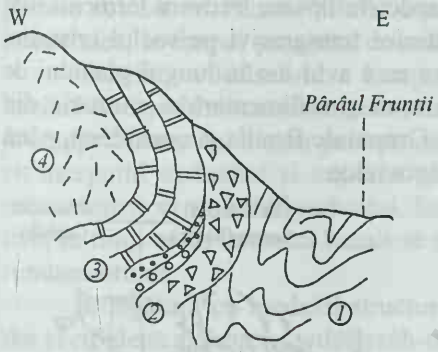


Fig. 5.9. Secţiune geologică pe Pârâul Frunţii: *1* – Grupul de Bretila-Rarău; *2* – Brecia de Hăşmaş (Permian), *3* – dolomite (Triasic); *4* – Wildflysch (Barremian-Albian)

Încheind, trebuie să amintim că multe dintre structurile post-paroxismale nu s-au desăvârşit într-un singur moment şi că ele sunt, de fapt, moştenite dintr-o fază de deformare anterioară, în final realizându-se doar procesul de retrodeversare impus de compresiunile intervenite în tectogenezele târzii. Este mai ales cazul asociaţiei de cute-falii care antrenează în principal seria bucovinică, inclusiv soclul cristalin.

În aceeaşi categorie de deformări trebuie incluse şi faliile transversale care afectează ambele pânze, respectiv cele două falii de pe Pârâul Oii sau falia de la ieşirea din Cheile Mari ale Bicazului, care antrenează şi Conglomeratele de Bârnadu. Este de presupus că aceste falii antrenau iniţial doar Pânza Bucovinică până la soclul său prealpin, în post-austric fiind doar remobilizate şi transmise stivei calcaroase, aparţinând seriei alohtone transilvane.

5.6. Discuţii în legătură cu un nou model structural

Printre cele mai recente lucrări referitoare la aspectele structurale ale cristalino-mezozoicului din sinclinalul Hăşmaşului se numără, aşa cum am mai menţionat, şi cele semnate de Mureşan (2006, 2008). În concepţia acestui autor,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali ar prezenta o complexitate structurală mai mare decât s-a considerat până în prezent.

Cel puţin Pânza Bucovinică din sinclinalul Hăşmaşului ar reprezenta o unitate de o structură cu totul particulară, înglobând atât pânzele transilvane, cât şi alte pânze de cuvertură, transportate solidar în şariajul său mezocretacic, respectiv Pânza de Lacu Roşu-Licaş, Pânza de Lunca, Pânza de Salamaş şi Pânza Wildflysch-ului (fig. 5.10).

Pânza de Lacu Roşu-Licaş. Înglobează parte din stiva sedimentarului mezozoic al Pânzei Bucovinice, de la gresiile şi conglomeratele seisiene până la jaspurile şi radiolaritele callovian-oxfordiene; în partea bazală ar include şi Breccia de Hăşmaş permiană, iar în partea terminală depozite kimmeridgiene, probabil fiind vorba de calcarele roşii amonitice de tip *acanthicum* de la Chicera-Tulgheş semnalate şi analizate de Turculeţ şi Grasu (1969).

Se atrage atenţia că în cadrul pânzei respective lipsesc frecvent termenii mai vechi decât Anisianul, care se considerau anterior transgresivi pe soclul cristalin, situaţie pusă pe seama procesului de forfecare ce a avut loc în lungul planului de şariaj. Aceeaşi calitate de pânză acordă Mureşan şi sedimentarului mezozic din fereastra tectonică de la Tomeşti, şariat peste Grupul de Bretila şi considerat, până în prezent, în mod normal, soclul suitei sub-bucovinice.

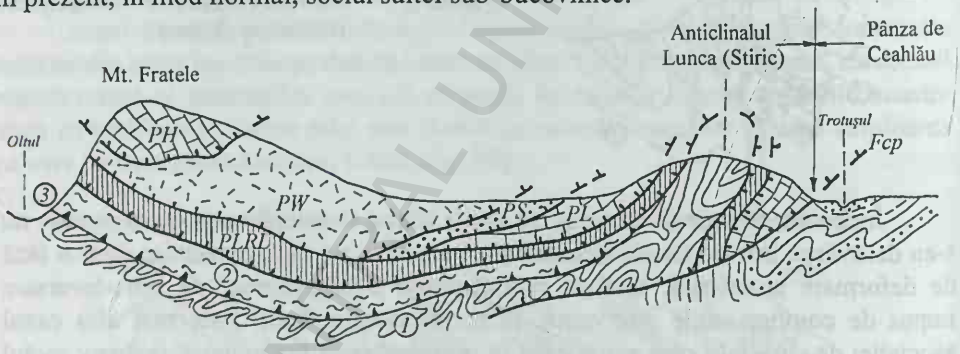


Fig. 5.10. Imaginea structurală a sinclinalului Hăşmaş în modelul Mureşan (2008):
1 – Grupul de Tulgheş; *2* – Grupul de Bretila-Rarău; *3* – Pânza gnaiselor de Rarău (alpină); *PH* – Pânza de Hăşmaş; *PW* – Pânza wildflyschului; *PS* – Pânza de Salamaş; *PL* – Pânza de Lunca; *PLRL* – Pânza de Lacu Roşu-Licaş; *Fcp* – Falia central-carpatică.

Pânza de Lunca. În concepţia autorului înglobează numai cunoscuta Formaţiune de Lunca tithonic-neocomiană, având caractere de fliş în care, preluând o idee mai veche a lui Patrulius (1962, 1969, 1976), s-ar intercala la diverse nivele Formaţiunea cu *Aptychus,* sincronă stratigrafic, dar de facies pelagic. Cu această constituţie, Pânza de Lunca se extinde din bazinul Dămucului până la obârşia Trotuşului, zonă pe care este suportată de către Pânza de Lacu Roşu-Licaş.

Într-o asemenea viziune, anticlinalul Lunca pe care apar nuclee din Seisianul grezo-conglomeratic, Campilian-Anisianul dolomitic sau chiar de cristalin ar corespunde, de fapt, cu nişte ferestre tectonice în care eroziunea a scos la zi elemente ale Pânzei gnaiselor de Rarău sau de Lacu Roşu-Licaş, structura

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

antiformă respectivă realizându-se în tectogeneza stirică din vremea Miocenului.

Pânza de Salamaş. Pe flancul extern din extremitatea sudică a sinclinalului, Formaţiunea de Lunca suportă discordant, după Patrulius (1962, 1969, 1976), flişul grezo-calcaros şi calcarenitic de vârstă hauteriviană, denumit de către Mureşan Flişul de Salamaş. El aflorează pe toţi afluenţii de stânga ai Trotuşului şi în Pârâul Valea Rece, de la Salamaşul Mare, în nord, până la Rana Mare, din sud. Pentru Mureşan această entitate litostratigrafică, cu o grosime ce depăşeşte 300 m, constituie o pânză de şariaj de sine stătătoare – Pânza de Salamaş – dispusă peste Pânza de Lunca şi suportând, la rândul ei, Pânza Wildflysch-ului (fig. 5.10).

Pânza Wildflysch-ului. A fost mai întâi presupusă de către Balintoni (1996), fiind concepută ca o unitate de şariaj de tip transilvan, cu caracter compozit, avansată la rândul ei, după Mureşan, peste pânzele de Lacu Roşu-Licaş, ca şi peste Pânza de Salamaş. Se consideră că elementele pânzelor transilvane au fost transportate solidar cu Pânza Wildflsch-ului, avansată la rândul ei, odată cu unităţile bucovinice, în timpul şariajului de la finele Albianului.

Genetic, wildflsch-ul a început să se formeze, după Balintoni (1996), în bazinul Tethys-ului transilvan, înainte de închiderea acestuia, sens în care se invocă prezenţa în masa lui a unor pachete de cinerite bazice asociate cu radiolarite. Odată cu începutul obducţiei şi iniţierea glisării pânzelor transilvane, s-au generat termenii superiori ai wildflysch-ului, înglobând ofiolitele şi seriile alohtone respective, în timp ce în termenii bazali se regăsesc în exclusivitate elemente aparţinând fundamentului.

În legătură cu modelul structural avansat în ultimul timp de către Mureşan, dar şi cu ideea alohtoniei wildflysch-ului, considerăm că se impun câteva observaţii şi anume :

1) Ideea Pânzei de Lacu Roşu-Licaş i-a fost sugerată autorului, aşa cum am mai consemnat deja, de faptul că pe anumite profile lipsesc gresiile şi conglomeratele seisiene, dolomitele aşezându-se adesea direct pe şisturile cristaline. După Săndulescu (1975), este vorba de o discontinuitate intrawerfeniană, accentuată pe alocuri de o uşoară decolare a dolomitelor de pe substratul lor, însoţită de o îngrămădire a depozitelor seisiene în nucleul unor mici anticlinale „diapire", cu tendinţă de străpungere a dolomitelor. Asemenea cazuri sunt citate la Piatra Pânţăreni (fig. 5.3), obârşia Pârâului Suhard şi pe clina sudică a muntelui Chicera. În mod evident situaţia are un caracter local şi după părerea noastră ea derivă din diferenţa mare de competenţă dintre masa dolomitelor şi soclul cristalin, cel din urmă cu mai mare capacitate de comportament plastic.

2) Este greu de admis că nucleele de cristalin şi de triasic din anticlinalul Lunca reprezintă ferestre tectonice, iar structura antiformă ar fi efectul tectogenezelor post-paroxismale, în cazul de faţă, faza stirică. Cel puţin la nord de „Creasta" Dămucului, o continuare a anticlinalului Lunca, efectul acestor deformări se reduce la redresarea la verticală a faliei central-carpatice şi a planului de şariaj prealpin al Pânzei gnaiselor de Rarău sau cel mult la o uşoară vergenţă vestică a acestora (fig. 5.1, 5.9).

3) Argumentul pentru Pânza de Lunca, pe care l-am anticipat deja, se referă

la preluarea ideii lui Patrulius după care Formaţiunea cu *Aptychus* de facies pelagic ar avea statutul unor lambouri de alunecare în masa Formaţiunii de Lunca, aşa-zisul fliş calcaros ritmic şi pararitmic. Se pare că un element în plus pe care s-a bazat autorul a fost presupusul caracter discordant al Formaţiunii de Lunca, considerată de mulţi autori tithonic-valanginiană. Considerăm că pe flancul extern al sinclinalului, aşa cum am mai consemnat şi în capitolul de cronostratigrafie, există dovezi că avem de a face cu o continuitate de sedimentare de la Dogger şi până la Neocomian, iar transgresiunea wildflysch-ului şi eroziunea parţială a Formaţiunii de Lunca (=Formaţiunea cu *Aptychus*) pot fi puse pe seama tectogenezei nevadiene (Săndulescu, 1975).

4) După părerea noastră, Pânza de Salamaş are toate şansele să rămână şi ea o construcţie artificială, depozitele în speţă, respectiv Flişul calcaro-grezos şi calcarenitic, pe lângă faptul că aflorează cu totul local, nu reprezintă altceva decât o secvenţă a wildflysch-ului paratipic, după cum am arătat deja.

5) În situaţia pânzelor de şariaj create de Mureşan se rup, după părerea noastră, unele succesiuni stratigrafice normale, dovedite cu date paleontologice certe sau se acordă unor discontinuităţi statut de plane de şariaj, deşi cele din urmă pot fi situaţii locale introduse de manifestarea unor faze tectogenetice prepa-roxismale. Aşa este cazul din Muntele Chicera-Tulgheş, unde pe Pârâul Bursucăriei succesiunea stratigrafică este, după datele noastre (Turculeţ şi Grasu, 1969, Grasu, 1971), următoarea: greşii şi conglomerate seisiene, dolomite campilian-anisiene, gresii şi calcaro-gresii fosilifere doggeriene, jaspuri şi radiolarite callovian-oxfordiene, calcare roşii nodulare ammonitice de tip *acanthicum* kimmeridgiene, Formaţiunea cu *Aptychus* (Formaţiunea de Lunca după Mureşan) tithonic-neocomiană şi Conglomeratele de Chicera hauteriviene. După Mureşan (2006) însă, succesiunea de la Seisian şi până la calcarele roşii amonitice kimmeridgiene revine Pânzei de Lacu Roşu-Licaş, în timp ce Formaţiunea cu *Aptychus* şi Conglomeratele de Chicera aparţin Pânzei de Lunca, ultima constituind aici, după el, un mic „lambou de acoperire".

6) Argumentele privind alohtonia wildflysch-ului şi constituirea lui într-o pânză de şariaj de sine stătătoare au fost avansate iniţial de către Balintoni (1996), cu completări făcute ulterior de către Mureşan (2006, 2008). Nu vom analiza în detaliu toate punctele de sprijin ale autorilor, dar ne vom opri la două dintre ele suficiente însă ca să demonstreze că ideea rămâne, deocamdată, o simplă ipoteză ce-şi aşteaptă, eventual, argumente în plus. Astfel, în concepţia autorilor, wildflysch-ul a început să se formeze în bazinul Tethys-ului, fapt dovedit de asocierea lui cu pachete de cinerite bazice şi radiolarite, deşi se susţine, pe de altă parte, că matricea sa argilo-siltică nu poate proveni din pânzele transilvane, formate din ofiolite şi roci carbonatice. Contradicţia este evidentă şi ea certifică pe de altă parte faptul că domeniul de sedimentare a wildflysch-ului a fost unul de natură sialică, fapt dovedit şi de remanierea masivă a materialului de natură cristalină. Aria sursă a cineritelor bazice şi a radiolaritelor din masa wildflysch-ului nu trebuie căutată neapărat în „şanţul" transilvan, depozitele în discuţie aparţinând autohtonului bucovinic, respectiv Formaţiunoo piroclastic-tufogene ce aflorează *in*

situ în bazinul Trotuşului (Culmea Fagului) şi Toşorog şi care străbate membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* (Kimmeridgian-Tithonic; Băncilă şi Papiu, 1962; Grasu, 1973; Grinea, 1998). Detaliile privind semnificaţia geotectonică a acestui complex magmatogen, remaniat în parte în wildflysch-ul barremian-albian, au fost dezbătute deja în capitolul privind magmatitele mezozoice, încât nu e cazul să mai revenim.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6. EVOLUŢIA GEOLOGICĂ A ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE A CARPAŢILOR ORIENTALI

6.1. Etapa prealpină

Carpaţii reprezintă un colaj de unităţi tectonice derivate din foste margini continentale şi bazinele oceanice care le separau. Unităţile de soclu continental conservă informaţii asupra istoriei lor paleozoice şi chiar pre-paleozoice, dar aspectul lor actual se datorează proceselor tectonice cretacice şi terţiare. În capitolul de faţă încercăm să prezentăm câteva dintre cele mai articulate modele paleogeografice şi paleotectonice prin care ne este prezentată evoluţia în timp a zonei, fără a încerca vreun partizanat în sprijinul unuia sau altuia dintre acestea.

Zona cristalino-mezozoică (ZCM) a Carpaţilor Orientali, în care se integrează şi Sinclinalul Hăşmaşului, a avut o istorie complexă de-a lungul căreia diferitele componente s-au sudat pentru a ajunge la configuraţia pe care o cunoaştem astăzi. După nomenclatura geologică românească din ultimele decenii, zona cristalino-mezozoică (ZCM) a Carpaţilor Orientali, numită astfel de Uhlig (1907), corespunde cu o parte a Dacidelor Mediane (Săndulescu, 1984) sau a Getidelor (Balintoni, 1997) şi a constituit în ciclul de evoluţie alpină blocul Central-Carpatic, un microcontinent interpus între două zone de rift, transilvan la vest, cu scoarţă oceanică şi al Dacidelor Externe spre est, cu scoarţă continentală subţiată (Rădulescu şi Săndulescu, 1973). La scară mai mare, face parte din aşa-numita terrană Dacia (Csontos et al., 1992; Csontos, 1995), împreună cu zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Meridionali.

ZCM constă dintr-un fundament cristalin constituit din mai multe pânze de soclu continental formate în timpul orogenezei hercinice (Săndulescu, 1984; Balintoni, 1997) sau caledonice (Munteanu şi Tatu, 2003) respectiv, de sus în jos, pânzele de Rarău (Grupul de Bretila), de Putna (Grupul de Tulgheş), de Pietrosul Bistriţei (Grupul de Negrişoara) şi de Rodna (Grupul de Rebra) (Balintoni 1981; Balintoni în Săndulescu et al., 1981; Balintoni et al., 1983; Săndulescu, 1984). Metamorfitele şi pânzele prealpine în care sunt implicate constituie socluri ale pânzelor alpine Bucovinică, Sub-bucovinică şi Infrabucovinice.

Balintoni (2005) face o sinteză a metamorfitelor din Carpaţii româneşti care cuprinde şi interpretări ale ambianţelor sedimentare şi domeniilor tectonice în care

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

s-au format cele implicate în ZCM. Conform autorului Grupul de Bretila reprezintă o secvenţă de domeniu convergent, conservând părţi ale unei prisme de acreţie, ale arcului şi chiar ale unui bazin prearc. Grupul de Rebra s-a acumulat pe o margine pasivă pe care au existat condiţii de formare ale unei platforme carbonatice. Pentru Grupul de Negrişoara se presupune un depozit primar de tip ignimbritic rezultat în urma unor explozii vulcanice de tip calderă; procesele vulcanice responsabile sunt interpretate în contextul unei tectonici distensionale premergătoare deschiderii unui rift. Litologia Grupului de Tulgheş ar indica un domeniu tectonic de arc insular şi eventual o sutură, iar cel de Rodna, cu litologia lui variată, umplutura unui rift deschis în crustă continentală. În cadrul ZCM, autorul recunoaşte două terrane continentale cu origini diferite, respectiv Bretila şi Rebra, separate de arcul vulcanic Tulgheş care joacă rol de sutură între ele. Terrana Bretila face parte dintr-o structură mai mare, respectiv terrana SOBSEL (Someş din Apuseni şi Sebeş-Lotru din Meridionali), iar terrana Rebra din terrana BAREF (Baia de Arieş din Apuseni şi Făgăraş din Meridionali). Sutura dintre cele două terrane continentale este descrisă de grupurile Biharia, Tulgheş şi Padeş care păstrează secvenţe de arcuri vulcanice insulare şi de origine oceanică. În ceea ce priveşte originea terranelor continentale definite, autorul face o trecere în revistă a diferitelor opinii şi indică originea nord-africană a terranei Baia de Arieş-Rebra-Făgăraş (BAREF).

O reconstituire paleogeografică bazată pe date petrografice, stratigrafice şi paleomagnetice a fost recent făcută de Munteanu şi Tatu (2003) care arată că în timpul evoluţiei prealpine lungi şi complicate, ZCM s-a agregat atât din fragmente cu afinităţi avaloniene, cât şi europene. Astfel, fundamentul metamorfic al ZCM este constituit din două terrane principale cu trăsături litostratigrafice diferite, respectiv Rebra-Tulgheş constituită din grupurile de Rebra, Pietrosu Bistriţei şi Tulgheş şi Bretila constituită din grupul Bretila, separate de un plan de şariaj prealpin. După ei, terrana Rebra-Tulgheş s-a agregat la Baltica în timpul subducţiei unui braţ oceanic, probabil Tornquist, care separa cratonul est-european (Baltica) de Avalonia, un microcontinent îngust (*ribbon continent*) desprins din marginea Gondwanei la începutul Ordovicianului. Argumentele autorilor sunt de natură litologică, terrana Rebra-Tulgheş fiind constituită din secvenţe de platformă neoproteroic inferior-medie (Grupul de Rebra) acoperite de o formaţiune vulcanogen-sedimentară (porfiroidul de Pietrosul Bistriţei) neoproterozoic superioară şi de un sedimentar paleozoic (Grupul de Tulgheş; Tg1-2) care au afinităţi cu succesiunile avaloniene, dar diferă de cele europene. Grupul de Bretila, pe de altă parte, prezintă similitudini cu metamorfitele fundamentului platformei est-europene (gnaise cu augit, gnaise pelitice şi granite).

Coliziunea Avaloniei cu cratonul european în timpul Ordovicianului superior a dus la şariajul unul bloc de tip european peste unităţile terranei Rebra-Tulgheş. Terrana Rebra-Tulgheş reprezintă un sistem de arc insular dezvoltat ca urmare a subducţiei braţului oceanic (?Tornquist) sub microcontinentul avalonian aflat în derivă către cratonul european. Deriva lui spre nord a avut drept consecinţă deschiderea unui alt bazin, cunoscut sub numele de Oceanul Rheic.

Şariajul Pânzei de Rarău (Grupul de Bretila) peste terrana Rebra-Tulgheş

contrazice modelul coliziunii „soft" dintre microcontinentul avalonian şi Baltica, indicând mai degrabă coliziune frontală. Conform acestui model, Grupul de Tulgheş cu cele patru formaţiuni ale sale conţine un sistem complet de arc insular în care Tg_{1+2} reprezintă bazinul retroarc, Tg_3 arcul insular propriu-zis, iar Tg_4, cu litostratigrafia lui complexă, prisma de acreţie. Grupul de Rebra nu ar fi altceva decât marginea pasivă a microcontinentului Avalonian. După Munteanu şi Tatu (2003) coliziunea s-a produs în Ordovicianul Superior şi nu în orogeneza varistică sau hercinică pentru care nu există dovezi ale existenţei unui braţ oceanic.

În ceea ce priveşte provenienţa terranelor, Balintoni (2005) arată că metamorfitele ZCM prezintă afinităţi nord-africane. Coliziunea şi andocarea la cratonul european s-ar fi făcut în două etape: în Ordovician când s-a format supraterrana constituită din cele trei grupuri majore (Bretila, Tulgheş şi Rebra) în context geotectonic convergent, evenimentele termo-tectonice atribuite orogenezei Caledoniene având se pare un rol major în istoria acestui segment carpatic şi apoi în orogeneza varistică în timpul căreia s-a produs andocarea la cratonul european a acesteia când s-au formarea pânzelor deja menţionate.

Prin scenariul propus (fig. 6.1) Munteanu şi Tatu (2003) explică apariţia Grupului de Bretila atât în partea superioară a stivei de pânze prealpine ale ZCM (Pânza de Rarău), ca fundament al pânzelor alpine Bucovinică şi Sub-bucovinică, cât şi în bază, constituind fundamentul prealpin al pânzelor Infrabucovinice. Practic, Grupul de Bretila reprezintă pe de o parte para-autohton al viitoarelor pânze Bucovinică şi Sub-bucovinică, iar pe de alta intră în constituţia lor. Această situaţie este explicată prin natura alohtonă a terranei de Bretila din Pânza de Rarău detaşată din marginea cratonului est-european ce se constituie fundament al pânzelor Bucovinică şi Sub-bucovinică, respectiv natura autohtonă a grupului de Bretila din fundamentul pânzelor infrabucovinice (fig. 6.1). Balintoni (2005 şi autorii citaţi de el) au demonstrat că Grupurile de Bretila şi Rebra fac parte din terrane mai mari, SOBSEL şi BAREF, ceea ce înseamnă că acest scenariu ar putea fi comun tuturor segmentelor Carpaţilor româneşti.

La finele Ordovicianului (după Munteanu şi Tatu, 2003) sau orogenezei hercinice (după Balintoni, 2005) ZCM era deja o unitate complexă constituită din două terrane (Rebra-Tulgheş şi Bretila sau SOBSEL şi BAREF) agregate în urma închiderii unui bazin oceanic caracterizat de un sistem de arc insular (Grupul de Tulgheş) la marginea cratonică europeană. După Kräutner şi Bindea (2002) structurarea pânzelor prealpine ale ZCM s-a făcut tot în timpul orogenezei hercinice sau varistice, aşa cum ar dovedi formaţiunile permian-triasice acumulate transgresiv peste diferitele grupuri metamorfice implicate în ele, dar Munteanu şi Tatu arată că succesiunea Grupului de Tulgheş se încheie în Ordovician, depozitele suferind doar un metamorfism în silurian, acesta fiind explicat tocmai prin punerea în loc a terranei Bretila peste terrana Rebra-Tulgheş.

În etapa de relaxare care a urmat coliziunii terranei Rebra-Tulgheş (parte a Avaloniei) cu marginea cratonului european s-a deschis, în Silurian, la est (în coordonatele actuale, nord în cele geologice) de noua sutură, un bazin de rift numit bazinul Rodnei pe scoarţă de tip Bretila în care s-au acumulat depozite silurian-

carbonifer inferioare (Munteanu şi Tatu, 2003). Depozitele acumulate în acest rift constituie Grupul de Rodna care, în pânzele infrabucovinice, stă peste Grupul de Bretila în partea nordică a Carpaţilor Orientali (Munteanu şi Tatu, 2003).

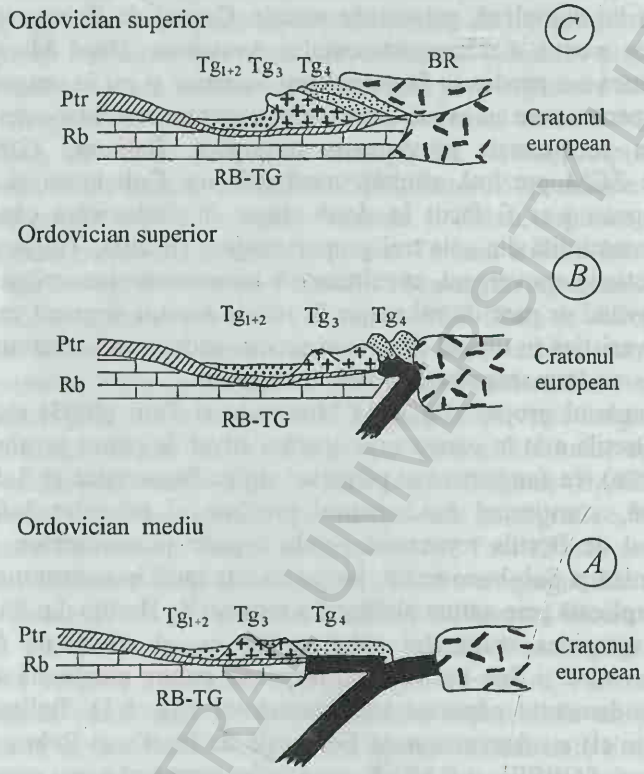


Fig. 6.1. Reconstituirea amalgamării paleozoice a ZCM (după Munteanu şi Tatu, 2003): *A* – deriva terranei Rebra-Tulgheş (RB-TG) spre cratonul European (Baltica); *B* – coliziunea terranei Rebra-Tulgheş cu cratonul european; *C* – şariajul Pânzei de Rarău (Grupul de Bretila sau terrana Bretila - BR) peste terrana Rebra-Tulgheş; Rb – Grupul de Rebra ; Ptr – Grupul de Pietrosul Bistriţei; Tg $_{1-4}$ – formaţiunile grupului de Tulgheş).

Balintoni (2005) admite că vârsta depozitelor Grupului de Rodna este cel mult carbonifer superioară, dar, pe baza vârstelor K/Ar comunicate de Kräutner et al. (1976), metamorfismul lor ar fi alpin. Orogeneza hercinică, care s-a produs datorită închiderii oceanului Rheic prin coliziunea microcontinentului Hunic cu marginea cratonului european, a dus la închiderea bazinului Rodnei (Carbonifer mediu) şi la retromorfismul grupurilor de Bretila, Tulgheş şi Rebra, ca şi la şariaje în fundamentul viitoarelor infrabucovinice (Munteanu şi Tatu, 2003). Din cauza retromorfismului carbonifer, pânzele prealpine ale ZCM au fost considerate hercinice, dar investigaţiile geocronologice recente (Pană et al., 2002) sugerează că există indicaţii evidente ale unor evenimente tectono-termice paleozoic inferioare şi mai puţin clare pentru paleozoicul superior.

La finalul orogenezei Varistice, ZCM sau microplaca Bucovino-Getică avea,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

după Kräutner şi Bindea (2002), cca 700 km lungime şi în jur de 300 km lăţime. Este de menţionat, de asemenea, că toate aceste evenimente s-au desfăşurat în emisfera sudică, Avalonia fiind un microcontinent desprins din marginea Gondwanei pe un aliniament situat de-a lungul paralelei 70° lat S, din marginea nord-vestica a Africii, iar andocarea la cratonul european (Laurentia+Baltica) s-a făcut de-a lungul unui aliniament desfăşurat între 30° şi 10° lat S.

6.2. Etapa alpină

Între Triasic şi Jurasicul mediu, ZCM a trecut printr-o perioadă de dezmembrare dramatică care a dus la detaşarea ei de marginea cratonului est-european prin deschiderea Riftului Dacidelor Externe în contextul mai larg al deschiderii şi închiderii sistemelor de oceane tethysiene care au dus, în final, la desprinderea celor două megacontinente din supercontinetul Pangea. O trecere în revistă a evoluţiei acestor bazine pe baza modelelor propuse de Stampfli (2000), Stampfli et al. (2001a, 2001b; 2002), Stampfli şi Borel (2002), Cavazza et al. (2004) este de interes pentru înţelegerea evenimentelor prin care a trecut ZCM după orogeneza hercinică.

După autorii mai sus menţionaţi, oceanele tethysiene s-au deschis succesiv în marginea nordică a Gondwanei prin desprinderea şi deriva spre cratonul european a unor continente panglică. Aşa se face că nu se pot stabili limite clare în timp şi spaţiu între care să fi evoluat un anume sistem oceanic înainte de apariţia următorului, permanent existând intervale de evoluţie sincronă mai lungi sau mai scurte. În acelaşi timp, chiar deschiderea aceluiaşi sistem oceanic a fost diacronă în timp şi spaţiu, de regulă producându-se mai timpuriu în est şi mai târziu în vest. În timp ce în extremităţile vestice superterranele puteau fi încă ataşate Gondwanei, extremităţile lor estice descriau deja mişcări de rotaţie în general în sens invers acelor de ceas, pe măsura consumului oceanelor şi derivei lor spre cratonul european.

Închiderea oceanului Tornquist prin subducţie sub marginea europeană a dus la coliziunea Avaloniei cu cratonul, simultan cu largirea Oceanului Rheic (Rhenohercinic). Oceanul Rheic s-a consumat prin subducţie sub marginea Gondwanei şi a dus la deschiderea între Ordovicianul superior-Devonianul inferior a Paleotethysului ca bazin retroarc şi desprinderea superterranei Hunice, un microcontinent panglică desfăşurat între 70° lat S şi 10° lat S. Deriva spre cratonul european a acestei superterrane a fost determinată de consumul oceanului Rheic şi lărgirea Paleotethysului, iar în final a provocat coliziunea ei cu cratonul european anticipată de acreţia la acesta a unui arc insular median (cordiliera Hunică). Superterrana Hunică include toate blocurile acretate la marginea europeană în timpul orogenezei varistice (hercinice).

După coliziune a început subducţia oceanului Paleotethys sub marginea cratonului european, iar tracţiunea exercitată asupra marginii gondwanice a dus la deschiderea Neotethysului prin detaşarea superterranei Cimmeriene, microcontinent panglică desfăşurat între 60° lat S şi Ecuator, încă de la finele Carboniferului. În Permian-Triasic un braţ îngust al acestuia s-a insinuat şi între placa apuliană şi

Gondwana (Golonka et al., 2006). Procesul de subducţie al Paleotethysului sub cratonul european a indus şi deschiderea unor rifturi retroarc în marginea acestuia.

În zona Europei, de la nord spre sud (în coordonatele geografice ale perioadei la care ne referim) acestea sunt: Meliata, Maliac şi Pindos. La est de meridianul pe care se localiza promontoriul apulian din marginea Gondwanei, unele dintre aceste rifturi au devenit oceane. Extremitatea vestică a riftului Meliata (identificată în Alpii sudici) a fost avortată încă din Permianul superior, în timp ce spre est el s-a oceanizat, expansiunea lui întrerupându-se în Ladinianul inferior. În braţul Maliac expansiunea a durat pană în Carnianul inferior, pentru ca apoi să migreze spre braţul Pindos. Oceanul Meliata ocupa un aliniament oblic (SW-NE), la nord de sutura paleo-tethysiană şi era traversat de tropicul Racului. Unii autori (Channel şi Kozur, 1997) consideră că Meliata ar fi fost extremitatea vestică a Neotethysului, reprezentând un golf triunghiular al acestuia în domeniul paleogeografic Adria. Gaetani et al. (2000 în Gaetani et al., 2003) susţin că Oceanul Vardar, deschis în Triasic între Moesia şi Adria, este extremitatea vestică a Neotethysului.

Cavazza et al. (2004) au arătat că aceste bazine retroarc sunt considerate braţe ale Neotethysului pe baza vârstei triasic-jurasice a crustelor oceanice, deşi nu s-a demonstrat existenţa unor legături directe între ele oceanul peri-Gondwanian, motiv pentru care recomandă utilizare unor denumiri locale, respectiv Meliata, Maliac, Pindos sau Vardar.

Închiderea bazinelor permian-triasice din marginea europeană s-a făcut diacron, începând cu Triasicul mediu-superior când supraterrana Cimmeria a intrat în coliziune cu marginea europeană, după cum dovedeşte melangé-ul din Grecia (Stampfli et al., 2001). Braţele Meliata, Maliac şi Pindos au rămas însă deschise, iar procesele de subducţie intraoceanică triasic superior-jurasic inferioare au indus deschiderea unor bazine retroarc mai noi, printre care Vardarul (Stampfli et al., 2001), parţial obdus în zona Dinarico-Elenă. Există autori care consideră că Meliata şi Vardarul au fost bazine independente (Channel şi Kozur, 1997; Plašienka, 2002, 2003; Hoeck et al., 2009) şi că închiderea primului a indus deschiderea celui din urmă, dar şi autori care consideră că ele sunt domenii ale aceluiaşi bazin, la care adaugă şi domeniul Mureş (Csontos şi Vörös, 2004). Argumentele în acest sens sunt vârstele rocilor sedimentare asociate cu magmatitele bazice din Munţii Dinarici atribuite pe de o parte Triasicului mediu-superior, iar pe de alta şi Jurasicului mediu-superior, care se corelează bine cu cele din nordul Ungariei (Bükk), sudul Slovaciei, Apuseni şi Carpaţii Orientali. Cele două vârste caracteristice ale magmatitelor bazice atribuite oceanului Meliata-Vardar-Mureş sugerează, după Csontos şi Vörös, existenţa a două plăci în cadrul aceluiaşi ocean: una triasic-jurasică aproape în întregime subdusă, alta jurasic mediu-superioară, aparţinând unui bazin retroarc intraoceanic, din care au fost obduse divergent mase importante de ofiolite în Jurasic atât peste marginea dinarică, cât şi peste cea europeană.

Subducţia Paleotethysului sub marginea europeană care a început în Carbonifer, după coliziunea superterranei Hunice, a continuat în Triasicul inferior

şi a provocat deriva rotaţională în sens invers acelor de ceas a superterranei Cimmeriene. Aceasta s-a desprins din marginea Gondwanei şi a dus la deschiderea diacronă a Neotethysului. Expansiunea fundului Neotethysului în partea vestică a început abia în Permianul mediu, pe când în sectorul estic ea a fost mult mai timpurie.

Subducţia Neotethysului a debutat după coliziunea terranei Cimmeriene cu marginea europeană, el închizându-se progresiv în timpul Jurasic-Paleogenului. Procesul a determinat un puternic efect de tracţiune care a contribuit la spargerea supercontinentului Pangea şi la deschiderea Atlanticului Central, începând încă din Jurasicul inferior. Atlanticul s-a extins spre est în cratonul european în Jurasicul mediu, sub forma unui sistem de bazine oceanice numit Tehysul alpin (Favre şi Stampfli, 1992). În cadrul Tethysului alpin se separă, de regulă, două ramuri (Csontos şi Vörös, 2004; Schmid et al., 2008 şi autorii citaţi): nordică materializată de domeniile oceanice Valais, Rhenodanubian şi Magura şi sudică caracterizată de domeniile oceanice Piemont-Liguria (=Penninic), Vahicum, Pieniny Klippen (PK). Acestea converg, se pare, în aşa-numitele Pienide din partea nordică a Carpaţilor Orientali. Ramurile nordică şi sudică sunt separate de microcontinente desprinse din marginea europeană, cele mai cunoscute fiind Briancconais în Alpi, Czorsztyn în Carpaţii de Vest şi, probabil, ZCM în Carpaţii Orientali, deşi legătura Oceanului Ceahlău-Severin cu ramura nordică a Tethysului alpin nu este clară, Schmid et al. (2008) considerându-l un braţ independent, extrem estic, al acestuia. Un alt motiv al separării celor două braţe este momentul – Cretacic vs. Cenozoic – deformării şi acreţiei lor la blocurile interne (Austroalpin, respectiv Tatric-Veporic-Gemeric).

Dacă Paleotethysul a fost consumat în totalitate şi este materializat printr-o sutură destul de dificil de trasat datorită implicării în tectogenezele mai noi, Neothethysul supravieţuieşte în Mediterana de Est şi Marea Ionică.

Din informaţiile succinte prezentate mai sus reiese că sistemele oceanice tethysiene trebuie privite ca bazine cu formă triunghiulară care se îngustau spre vest, „golfuri" în estul Pangeei, motiv pentru care superterranele desprinse din marginea Gondwanei au avut mişcări rotaţionale în sens invers acelor de ceas, mai ample în sectoarele estice şi mai scurte în cele vestice. Dacă deschiderea acestor sisteme oceanice a fost mult mai timpurie spre est, închiderea lor a fost mai timpurie spre vest.

Numărul şi extinderea braţelor oceanice care au funcţionat între Gondwana şi cratonul european după Permian rămâne încă o chestiune de dispută ştiinţifică, unii pledând pentru restrângerea la maximum a acestora, alţii, dimpotrivă, pentru mărirea lui. Dat fiind faptul că aceste foste oceane sunt reconstituite de cele mai multe ori nu pe baza traseelor suturilor ofiolitice, ci pe baza fragmentelor olistolitice din depozite de tip wildflysch, întrebarea retorică ce face titlul lucrării lui Channel şi Kozur (1997) „Câte oceane?...." pare să fie departe de un răspuns satisfăcător pentru cei care-şi sprijină argumentaţiile studiilor locale pe modelele existente la scară globală ale lui Stampfli (2000); Stampfli et al (2001), Cavaza et al. (2004), Golonka (2004), Golonka et al. (2006) etc.

Apartenenţa braţelor oceanice europene Meliata, Maliac, Pindos şi Vardar la

Paleotethys sau Neotethys încă este subiect de dezbatele. Celelalte bazine oceanice deschise în marginea europeană după Jurasicul mediu şi la nord de cele menţionate anterior aparţin Tehysului alpin.

Revenind la ZCM, cronologic, următorul eveniment care pare să o fi afectat este deschiderea în Triasic a unui braţ al oceanului Meliata-Hallstatt între marginea infrabucovinică a cratonului european şi blocul bucovinic/sub-bucovinic, pe de o parte şi între acesta din urmă şi Apusenii de Nord (blocul Tisza), pe de alta (Hoeck et al., 2009). Aceste braţe oceanice au fost echivalate cu ceea ce Savu (1980) a numit „Oceanul" Siret. Conturarea traseelor braţelor oceane este speculativă deoarece, aşa cum arată autorii, nu există o zona de sutură clar păstrată, ci doar olistolite resedimentate în Formaţiunea de wildflysch sau magmatite asociate cu pânzele transilvane (fig. 6.2).

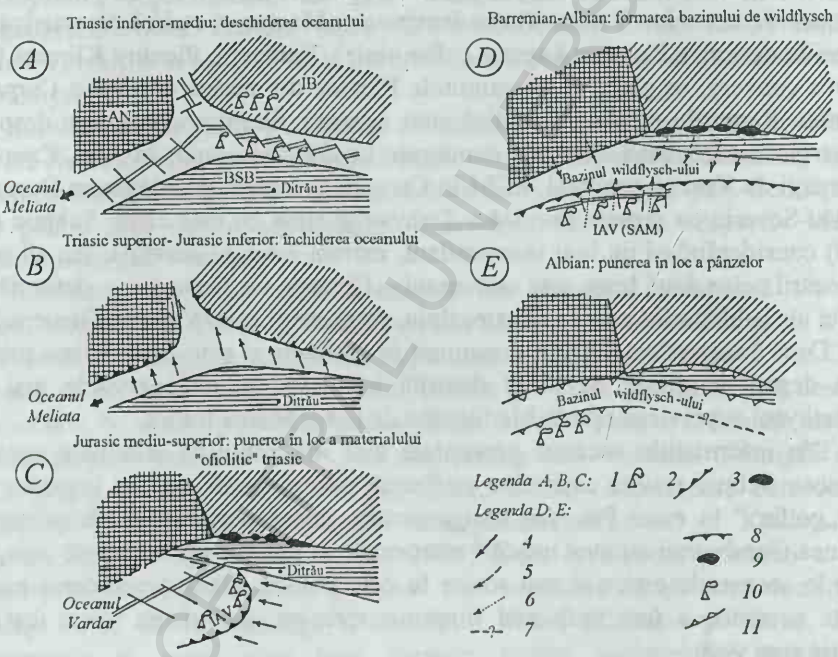


Fig. 6.2. Evoluţia ipotetică a Carpaţilor Orientali şi Apusenilor în intervalul Triasc inferior-Albian (după Hoeck et al., 2009):

AN – Apusenii de Nord; BSB – blocul Bucovinic/Bub-bucovinic; IB – marginea infrabucovinică a cratonului european; *1* – vulcanite; *2* – subducţie; *3* – ofiolite (MORB- bazalte de dorsală; OIB-bazalte de insule oceanice; CABA-bazalte/andezite calcoalcaline); *4* – sensul transportului sedimentelor triasic-jurasice; *5* – sensul transportului magmatitelor triasice în special; *6* – sensul transportului vulcanitelor (?)jurasice; *7* – limite necunoscute; *8* – subducţie; *9* – „ofiolite"; *10* – vulcanite jurasice (de arc insular-IAV în Apusenii de Sud); *11* – linii de şariaj.

Autorii invocă mai multe argumente pentru poziţionarea braţului oceanului Meliata în interiorul ZCM, printre care: a) diferenţa dintre soclurile cristaline (!); b) natura cuverturilor sedimentare triasice, comună în Werfenian (siliciclastite), dar

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

diferită din Anisian, cu dolomite şi calcare pe blocul bucovinic/sub-bucovinic şi dolomite bituminoase pe marginea infrabucovinică a cratonului european; c) prezenţa unor vulcanite în stiva triasic medie a domeniului infrabucovinic din zona Maramureşului; d) intruziunile de sienite de la Ditrău triasic medii, după Dallmeyer et al. (1997), care ar indica distensiuni în soclul domeniului bucovinic/sub-bucovinic, probabil asociate deschiderii oceanului Meliata.

Imediat după deschidere, după autorii menţionaţi, oceanul a început să se închidă prin subducţie sub marginea europeană şi Apusenii de Nord între Triasicul superior şi Jurasicul inferior. Închiderea bazinului s-a petrecut, conform acestui scenariu, în timpul deschiderii oceanului Vardar (fig. 6.2 B). Braţul dintre Apuseni şi domeniul infrabucovinic s-a închis în Jurasicul mediu-superior (fig. 6.2 C), din acest moment cele trei blocuri formând o singură terrană, Tisza-Dacia după cum o numesc Csontos şi Vörös (2004). În urma închiderii acestor braţe oceanice, a rămas un corp ofiolitic, distrus ulterior prin eroziune şi resedimentat sub formă de olistolite într-un bazin al wildflysch-ului, dezvoltat de-a lungul marginii interne a terranei Tisza-Dacia în Barremian-Albian (fig. 6.2 D, E). Luând în consideraţie numai magmatitele caracterizate de interfeţe primare cu rocile sedimentare, autorii arată că toate olistolitele din Formaţiunea wildflysch-ului sunt triasice, iar asocierea cu olistolitele de calcare jurasice şi chiar cretacice este rezultatul resedimentărilor. În ceea ce priveşte situaţia din zona fostei cabane „Cheile Bicazului", unde calcarele kimmeridgiene stau peste pillow lave, ei arată că relaţia este posterioară deformării tectonice a acestora din urmă. În zona Dinaro-Elenă, ofiolite vardariene obduse în Jurasic superior sunt acoperite de recife tithonice instalate post-obducţie (autori citaţi de Csontos şi Vörös, 2004). O astfel de relaţie între ultrabazitele oceanice şi faciesurile recifale de mică adâncime este mult mai plauzivilă decât cea presupusă de existenţa unei platforme carbonatice dezvoltate în domeniul oceanic central, cum a fost presupusă de Patrulius et al. (1976). Este de menţionat că din xenolitele calcaroase Turculeţ (în Grinea, 1998) a determinat o asociaţie microfaunistică ce ar indica în mod clar Jurasicul superior (vezi cap. 4).

Închiderea acestui braţ oceanic, urmată de coliziunea marginilor continentale ar putea explica discordanţele înregistrate la nivelul Jurasicului inferior, cel puţin pe aria bucovinică/sub-bucovinică a ZCM.

Aşa cum am arătat mai sus, Oceanul Vardar este considerat de unii autori mai nou decât Meliata, teorie la care se raliază şi Hoeck et al. (2009) atunci când separă magmatitele bazice pe baza vârstei lor în triasice în Pânzele transilvane şi respectiv jurasic medii-superioare în Apusenii de sud. Prin acest model, ei resping ideea provenienţei vardariene a ofiolitelor din Pânzele transilvane şi olistolitelor wildflysch-ului. Un model asemănător a fost propus de Plašienka (2002, 2003) pentru Carpaţii Interni de Vest unde deschiderea oceanului Meliata a fost precedată de acumularea unor depozite triasic inferioare de adâncime mică, asociate cu vulcanite riolitice alcaline. Închiderea Oceanului Meliata în Carpaţii de Vest s-a produs mai târziu, în Jurasicul superior.

Modelul clasic al lui Rădulescu şi Săndulescu (1973), cunoscut ca secţiunea bidimensională din Săndulescu (1984, 1988; fig. 6.3) sau ca schiţe paleogeografice

din Săndulescu (1988, 1990, 1994; fig. 6.4) presupune deschiderea riftului Transilvanidelor tot în Triasic în prelungirea Vardarului (de est după Schmid et al., 2008). Riftul s-a deschis între Dacidele Interne (=Apusenii de Nord = blocul Tisza pro parte = blocul Austroalpin pro parte) şi Dacidele Mediane (Domeniul Bucovinic-Getic sau ZCM). Săndulescu (1984, 1990) subliniază similitudinile existente între Dacidele Interne, unităţile interne ale Carpaţilor de Vest şi Alpii Orientali, pe de o parte şi între Dacidele Mediane şi cratonul european, pe de alta.

Momentul deschiderii riftului Transilvanidelor în Triasic ar fi dovedit de asocierea vulcanitelor anisiene de rift cu roci sedimentare oceanice, respectiv ultrabazite şi pillow lave de fund oceanic acoperite de calcare pelagice carnian-noriene, cum apar în Pânza transilvană de Olt (Săndulescu, 1976, 1980). Ofiolitele care intră în corpul Pânzei de Hăghimaş sunt mai noi, respectiv pillow lave şi serpentinite pre-kimmeridgiene acoperite de depozite kimmeridgiene de tip *ammonitico rosso*. În Apusenii de Sud nu se cunosc ofiolite mai vechi decât Jurasicul inferior, acest fapt fiind pus pe seama consumului crustei oceanice triasice, situate în proximitatea Dacidelor Interne prin subducţie intraoceanică direcţionată spre Dacidele mediane, în urma căreia au luat naştere arcuri insulare (Săndulescu, 1984, 1990) în Jurasicul superior. Acestea ar fi contemporane, după autor, cu evenimentele din Oceanul Vardar în urma cărora au fost obduse ofiolite peste marginea apuliană în Munţii Dinarici. Hoeck et al. (2009) contestă acest model şi consideră că lipsa ofiolitelor triasice din Apusenii de Sus şi pânzele transilvane se datorează deschiderii mai târzii a bazinului Transilvanidic în raport cu cel al Meliatei, în care plasează sursa olistolitelor ofiolitice de această vârstă din Formaţiunea de wildflysch. Mai mult, ei consideră că nici tipurile de magmatite nu sunt corelabile, cele din pânzele transilvane constând din mai multe tipuri de bazalte de tip dorsală (MOR), insule oceanice (OIB) şi calc-alcaline (CABA), în timp ce acelea din Apusenii de Sud sunt secvenţe complete de ofiolite şi vulcanite de arc insular din care lipsesc complet bazaltele de insule oceanice (OIB); gabbrourile lipsesc în totalitate în pânzele transilvane din Carpaţii Orientali, cu excepţia unor mici iviri de tip FeTi, dar au o pondere mare în Apusenii de Sud. Un alt argument prin care Hoeck et al. (2009) resping provenienţa comună a pânzelor Transilvane şi pânzelor Apusenilor de sud este lipsa unui proces care să explice obducţia lor simetrică în condiţiile existenţei unui singur plan de subducţie, aşa cum propun Cioflică şi Nicolae (1981). Pentru acest aspect Csontos şi Vörös (2004) găsesc o explicaţie spectaculoasă, dar plauzibilă, bazată pe reconstituiri paleomagnetice, la care ne vom referi mai târziu.

Începutul sedimentării corespunzătoare ciclului alpin în ZCM al Carpaţilor Orientali, corespunde în modelul Săndulescu deschiderii Riftului Transilvanidelor. În conformitate cu modelele teoretice, verificate prin datele care privesc deschiderea şi lărgirea Atlanticului, zonele supuse *rifting*-ului parcurg două etape distincte de subsidenţă. Etapa de subsidenţă sin-rift care are la origine tensiuni de întindere asociate cu ridicarea pasivă a astenosferei şi subţierea scoarţei sialice printr-un proces de fracturare după falii listrice; subsidenţa în această etapă stă în legătură cu subţierea crustei acomodată de faliere, iar sedimentele acumulate sunt

de tip continental sau marin-marginal. Această subsidenţă sin-rift din prima etapă este urmată de subsidenţa post-rift din etapa de *drifting* adică de expansiune oceanică (*spreading*), când ea este pusă pe seama contracţiei termice a scoarţei oceanice, care se conjugă, se pare, şi cu cea indusă de sarcina sedimentelor acumulate (Sleep, 1971; Kinsman, 1975; Steckler şi Watts, 1978; Keen, 1982; Scrutton, 1982); sedimentele din cea de a doua etapă sunt marine şi ele stau discordant pe cele de tip rifting. Stadiul de rift se termină odată cu apariţia bazaltelor tipic oceanice în grabenul central. După generarea acestora se trece în stadiul de ocean tânăr, conform ciclului Wilson, când scoarţa de tip oceanic separă blocurile continentale. Depozitele sedimentare sin-rift sunt, de cele mai multe ori, de tip siliciclastic (coluvii, conuri aluviale, depozite fluviale, fan delte, delte, faciesuri costiere), ele asociindu-se şi cu produse vulcanice. Din cauza colapsului blocurilor pe falii listrice laterale, se creează depocentre pe topurile blocurilor din acoperiş, astfel că sistemele de rift sunt, din punct de vedere sedimentologic, extrem de complexe, trecerile laterale de la un sistem depoziţional la altul fiind tranşante. Aşa cum am arătat, deschiderea braţelor oceanice în marginea cratonului european a fost determinată de subducţia Paleotethysului sub acesta. Fenomene timpurii de *rifting* par să fie dovedite de prezenţa breciilor permiene (local numite de Hăghimaş) cunoscute pe toată suprafaţa ZCM, mai puţin pe marginea externă a ariei infrabucovinice aferentă viitoarelor pânze Iacobeni, Pentaia şi Vaser pe care succesiunile sedimentare debutează cu depozite din ce în ce mai noi (Triasic mediu şi chiar Jurasic). Acest aspect este dificil de explicat prin intermediul modelului propus de Hoeck et al. (2009) care menţionează însă că plasarea braţului oceanului Meliata între domeniul infrabucovinic şi blocul bucovinic/sub-bucovinic este deocamdată, speculativă.

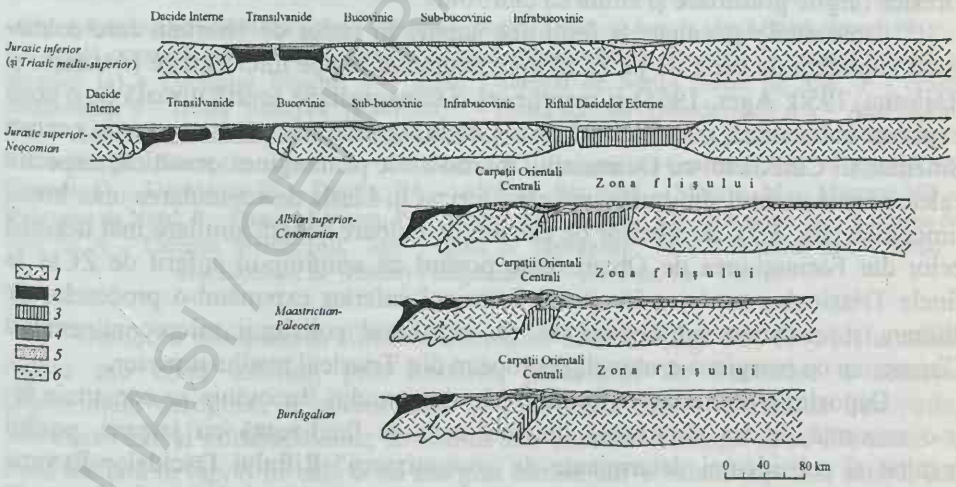


Fig. 6.3. Reconstituirea evoluţiei Mezozoic-Terţiare a sistemului Carpatic (după Săndulescu, 1988): *1* – fundament paleozoic sau mai vechi; *2* – crustă oceanică; *3* – crustă subţiată; *4* – depozite calcaroase şi pelagite; *5* – flişuri; *6* – molase.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Secvenţa rudito-arenitică comună şi caracteristică bazei Triasicului de pe toată suprafaţa ZCM a fost considerată fie de natură continentală, pe baza caracterului grosier şi al prezenţei siltitelor şi argilelor de culoare roşie, ce ar indica un climat cald şi semiarid (Dragastan, 1980), fie de şelf (Săndulescu, 1975). Dolomitele campillian-anisiene indică acumularea în subdomeniile supra- şi intertidal, lipsa evaporitelor din succesiunea acestora, indicând o climă caldă şi umedă; aceasta apropie geneza lor de condiţiile întâlnite astăzi mai degrabă în Bahamas decât în golful Persic (Dragastan, 1980). În aceste condiţii, în prima situaţie, succesiunea ar indica o creştere a adâncimii apelor bazinale şi implicit o transgresiune, în timp ce în a doua situaţie succesiunea ar fi de tip regresiv. În bazinele de rift subsidenţa contribuie la generarea de spaţiu de acomodare, iar dezvoltarea succesiunilor de tip regresiv este mai puţin probabilă.

O evoluţie a coloanei sedimentare de la faciesuri continentale siliciclastice la şesuri mareice întinse, urmate de platforme carbonatice se încadrează bine în condiţiile de sedimentare presupuse de un rift în care subsidenţa determină atât generarea de spaţiu de acomodare, cât şi instalarea unui bazin marin. În Triasicul superior pe marginea continentală europeană a bazinului s-au acumulat în continuare calcare şi dolomite (fig. 3.7). Este de remarcat discordanţa majoră care caracterizează domeniul bucovinic/sub-bucovinic la nivelul Jurasicului inferior, asociată cu o suprafaţă de carst ce secţionează depozitele triasice până la Norian pe marginea oceanică a blocului bucovinic şi până la Ladinian spre domeniul sub-bucovinic. Aceasta indică faptul că blocul bucovinic/sub-bucovinic a funcţionat în prima parte a Jurasicului inferior ca domeniu subaerian. Aceeaşi discordanţă caracterizează şi unităţile infrabucovinice, Ladinianul fiind acoperit discordant de Jurasic inferior, datat prin corelări regionale (Săndulescu, 1975), în facies de Gresten (argile grafitoase şi siltite cu cloritoid).

Dolomitele şi calcarele ferolitice subţiri în facies de Hierlatz care colmatează suprafaţa de carst de pe ZCM s-au acumulat în ape mici agitate (Atanasiu şi Răileanu, 1950; Ager, 1965) şi marchează o transgresiune scurtă urmată de o nouă expunere subaeriană, materializată de o a doua suprafaţă de carst ce pune în contact Sinemurian-Carixianul cu Domerianul marno-siltic pe marginea oceanică, respectiv calcaros spre uscatul sub-bucovinic caracterizat în Liasic de acumularea unor brecii limonitice (fig. 3.7), iar ulterior de calcare de culoare neagră similare mai degrabă celor din Formaţiunea de Obnuj. Este posibil ca *uplifting*-ul suferit de ZCM la finele Triasicului superior începutul Jurasicul inferior expunând-o proceselor de alterare şi eroziune sub-aeriană să fie rezultatul coliziunii microcontinentului Cimmerian cu marginea cratonului european din Triasicul mediu-superior.

Depozitele domerian-oxfordiene ale domeniului Bucovinic se constituie într-o secvenţă de tip *deepening upward* care se finalizează cu jaspuri, posibil rezultat al subsidenţei determinate de „oceanizarea" Riftului Dacidelor Externe deschis probabil mai devreme, în Jurasicul mediu sau chiar inferior, după cum ar indica Formaţiunea de Obnuj a Pânzei flişului negru care conţine klippe sedimentare permiene şi triasice de tip infrabucovinic; cele mai vechi ofiolite datate ale Dacidelor Externe sunt kimmeridgiene.

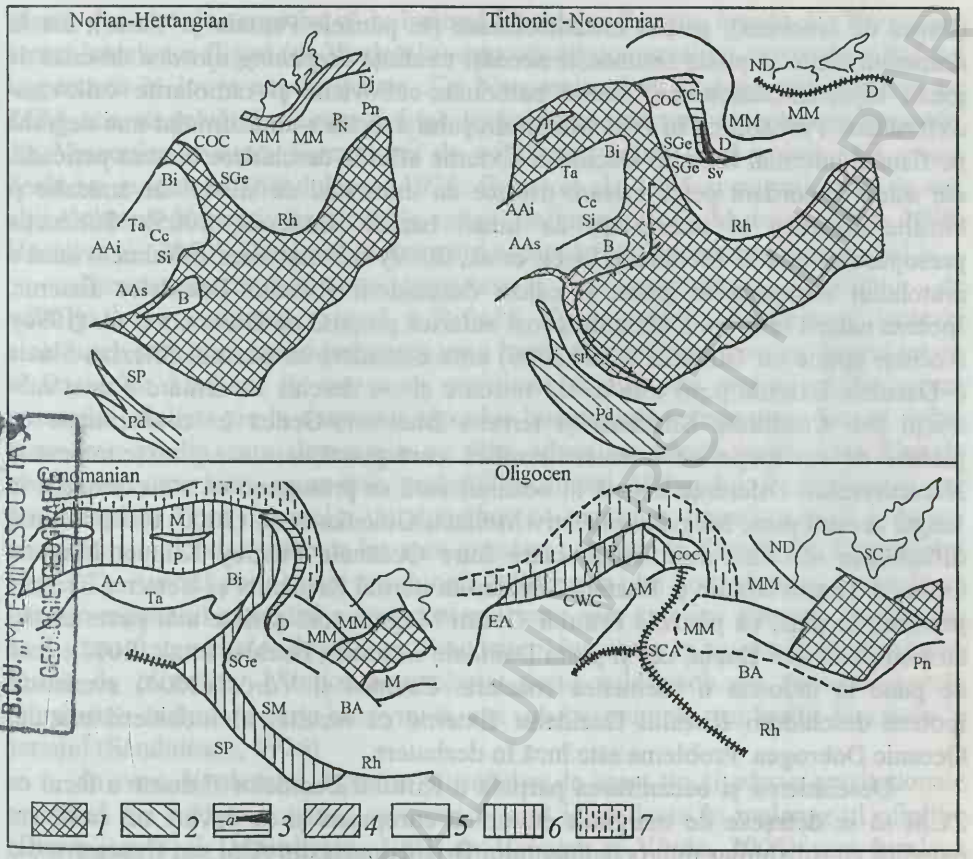


Fig. 6.4. Schiţa palinspastică a zonei Carpaţilor pentru Triasic şi Jurasic (după Săndulescu, 1994): *1* – crustă oceanică tethysiană; *2* – crustă oceanică şi/sau subţiată (Pindos); *3* – crusta subţiată şi oceanică (a) a Dacidelor Externe; *4* – Riftul Dobrogei de Nord-Crimeei de Sud; *5* – crustă continentală; *6* – crustă oceanică deformată; *7* – crustă subţiată (Moldavide); AA – Austroaplin; AAi – Austroalpin inferior; AAs – Austroalpin superior; AM – Munţii Apuseni; B – Bükk; BA – Balcanide; Bi – Bihor; Cc – Choc; Ch – Ceahlău; COC – Carpaţii Est-Centrali; CWC – Carpaţii Vest-Centrali; D – Danubian; Dj – Djirula; EA – Alpii de Est; MM – Moesia; M – Magura; ND – Dobrogea de Nord; P – Pieniny Klippen; Pd – Pindos; Pn – Pontide; Rh – Rhodopi; SC – Crimeea de Sud; SCA – Carpaţii Meridionali; Sge – Getic şi Supragetic; Si – Silicicum; SM – Serbo-Macedonean; SP – Serbo-Pelagonian; Sv – Severin; Ta – Tatride.

Odată cu deschiderea Riftului Dacidelor Externe (fig. 6.3, 6.4) în Jurasicul mediu sau chiar inferior, prin reluarea procesului de fracturare a scoarţei continentale europene, se accentuează şi diferenţele dintre domeniile bucovinic, sub-bucovinic şi infrabucovinic; domeniul sub-bucovinic începe să se contureze ca zonă înălţată în raport de cele două margini intrate într-o subsidenţă mai activă, cea dinspre Riftul Transilvan în vest (aria bucovinică) şi cea dinspre Riftul Dacidelor Externe dinspre est (aria infra-bucovinică).

Pe aria infra-bucovinică depozite jurasice apar sporadic numai în coloanele sedimentare ale pânzelor externe, constituite fiind din grezo-calcare mediojurasice

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

(Pânza de Iacobeni), parţial metamorfozate (în pânzele Pentaia şi Vaser), dar în domeniul Getic se poate recunoaşte aceeaşi tendinţă *deepening upward* descrisă de gresii bajocian-bathoniene, marne bathonian-calloviene şi radiolarite callovian-oxfordiene. Probabil că în zona Maramureşului acestea s-au acumulat mai degrabă pe flancul intern al Riftului Dacidelor Externe aflat în deschidere în acea perioadă, ele stând discordant peste calcare triasice cu intruziuni de sill-uri de andezite şi bazalte afanitice şi intercalaţii de tufuri bazice (Bădescu, 2005). Subducţia presupusului braţ al Meliatei (Hoeck et al., 2009) sub marginea infrabucovinică a cratonului european ar putea fi cauza deschiderii Riftului Dacidelor Externe. Ipoteza naturii retroarc a acestuia a fost anterior propusă de Dercourt et al. (1990). Aceeaşi opinie au Golonka et al (2006) care consideră că bazinul Silezian-Sinaia (=Dacidele Externe p.p.) este de tip retroarc şi s-a deschis ca urmare a unei subducţii sub Cordiliera Sileziană şi terrana Bucovino-Getică în conformitate cu planele de subducţie cu orientare nordică corespunzătoare marginii europene a Neotethysului. Diferenţa constă în oceanul care se presupune că s-a consumat în lungul acestui plan, Magura respectiv Meliata. Golonka et al. (2006) recunosc însă dificultatea stabilirii unor relaţii clare între Oceanele Pieniny Klippen-Magura, Oceanul Transilvanidic şi Bazinul Silezian în nordul României şi Ucraina. Trebuie precizat, în plus, că pânzele fostului Ocean Magura sunt şariate atât peste unităţi atribuite blocului Dacia, cât şi peste Dacidele Externe (Tischler et al., 2007), ceea ce pune la îndoială o asemenea corelare. Csontos şi Vörös (2004) avansează ipoteza deschiderii Riftului Dacidelor Externe ca rezultat al închiderii braţului Oceanic Dobrogea. Problema este încă în dezbatere.

Deschiderea şi oceanizarea parţială a Riftului Dacidelor Externe a făcut ca ZCM să se detaşeze de marginea cratonică europeană şi să devină un continent panglică cu rol similar microcontinentului Brianconnais din Alpi sau Czorsztyn din Carpaţii de Vest care au separat braţele nordic şi sudic al Tethysului Alpin. Cu toate acestea bazinele separate de microcontinentul Dacidelor Mediane corespund unor sisteme oceanice diferite, respectiv Vardar-Mureşul, cu apartenenţa lui mult disputată la Paleotethys sau Neotethys şi un braţ al Tethysului alpin. Am arătat mai sus că legătura Oceanului Ceahlău (-Severin), găzduit de acest rift, cu braţul nordic al Tethysului Alpin este subiect de discuţie, dar deschiderea lui în Jurasicul mediu îl include în acest sistem. Detaşarea ZCM de cratonul european a suprimat şi eventuala sursă europeană de materiale detritice, astfel încât depozitele care încheie Jurasicul şi cu care debutează Cretacicul sunt de natură pelagică, respectiv calcare şi marnocalcare cu *Aptychus* pe aria bucovinică. Aria sub-bucovinică se consideră că a funcţionat ca zona mai înaltă între bazinul transilvanidic şi bazinul deja deschis al Dacidelor Externe, depozitele fiind ruditice, grezoase şi calcaroase de provenienţă locală, iar aria infrabucovinică este de presupus că povârnea spre bazinul extern, calcare tithonice în plăci fiind recunoscute în unitatea Iacobeni.

În Cretacic pe ZCM continuă acumularea calcarelor cu *Aptychus* pe aria bucovinică şi a conglomeratelor, gresiilor şi calcarelor cu tintinnide pentru scurt timp de aria sub-bucovinică, dovedind caracterul de zonă net mai înaltă al acesteia la nivelul Neocomianului. Pe aria infrabucovinică nu se cunosc depozite de această

vârstă, dar este de semnalat că în bazinul Dacidelor Externe începe din Barremian acumularea unor flişuri (de Vinderelu) care anunţă compresiuni ce vor duce în final la punerea în loc a acestei pânze. Cu Neocomianul se încheie sedimentarea pe ZCM, aceasta reluându-se numai după desăvârşirea structurii ei tectonice, respectiv din Vraconian. Asupra Formaţiunii de wildflysch există două opinii, unii considerând-o autohtonă (Săndulescu, 1975; Grasu et al., 1995 şi autorii citaţi de ei), alţii alohtonă, respectiv în pânză de şariaj (Balintoni, 1997; Mureşan, 2006, 2008; Hoeck et al., 2009). Detalii asupra acestui aspect au fost prezentate în capitolul 5.

Barremian-Albianul este caracterizat de acumularea depozitelor de wildflysch pe marginea externă a Riftului Transilvanidic. Susţinătorii ipotezei alohtoniei presupun individualizarea unui bazin al wildflysch-ului pe flancul intern al Dacidelor Mediane în care s-au resedimentat olistolite provenind din sutura oceanului Meliata de la contactul blocului bucovinic/sub-bucovinic cu cel infrabucovinic şi din care depozitele au fost aduse ca pânză solidar cu Pânzele transilvane superioare geometric, probabil în timpul Albianului. În acest mod s-ar putea explica lipsa calcarelor cu *Aptychus* pe marginea transilvanidică a domeniului bucovinic, dar prezenţa lor spre exterior, cel puţin în Sinclinalul Hăşmaşului (fig. 3.7). Autorii care susţin autohtonia wildflysch-ului consideră că acumularea lui este rezultatul avansării pânzelor transilvane spre exterior. Pânzele transilvane ar fi sursa fragmentelor de diferite dimensiuni, înglobate în masa argilo-siltică sub formă de olistolite. Ulterior acumulării, peste wildflysch au decolat pânzele transilvane exclusiv pe aria bucovinică, cea sub-bucovinică, mai înaltă, blocându-le şariajul (Săndulescu, 1975).

În zona Vardarului depozite olistolitice de acest tip şi pânze gravitaţionale constând din roci carbonatice mezozoice sunt identificate în melange-ul ofiolitic (Dimitrijeevic şi Dimitrijevic, 1991, în Csontos şi Vörös, 2004) care încalecă marginea internă a Unităţii High Karst caracterizată la rândul ei de depozite carbonatice groase de platformă. Poate în acelaşi mod s-ar putea explica lipsa Formaţiunii cu *Aptychus* de pe marginea bucovinică internă şi contactul direct al wildflysch-ului barremian-albian cu jaspurile callovian-oxfordiene. Subiectul rămâne deschis.

În concluzie, în sedimentarul mezozoic autohton al ZCM se pot schiţa două secvenţe sedimentare separate de discordanţe majore materializate de dezvoltarea suprafeţelor de carst, care încadrează o a treia secvenţă scurtă în timpul căreia s-au acumulat depozitele ferolitice sinemurian carixiene. O primă secvenţă este constituită din depozite triasice care indică acumularea la adâncimi din ce în ce mai mari a depozitelor, în sisteme marin marginale de tip platfomă carbonatică. O a doua secvenţă, de scurtă durată constă exclusiv din faciesuri ferolitice de adâncime mică, indicând inundarea primei suprafeţe de carst dezvoltată în Jurasicul inferior. Aşa cum am arătat, discordanţa pune în contact Sinemurian-Carixianul cu perioade diferite ale Triasicului, ceea ce indică alterarea şi eroziunea diferenţiată a depozitelor mai vechi dinspre bazinul transilvanidic către uscatul ZCM, ataşat sau nu cratonului european. Secvenţa cu tendinţă *deepening upward* poate fi atât rezultatul subsidenţei induse de deschiderea Riftului Transilvan (Săndulescu, 1984, 1990),

cât şi deschiderii braţului Meliata (Hoeck et al., 2009) sau ambelor procese. Ceea ce nu poate fi explicat prin modelul lui Hoeck et al (2009) este contactul diacron între fundamentul cristalin şi sedimentarul mezozoic dinspre aria bucovinică spre cea infrabucovinică. Cea de a doua secvenţă majoră debutează cu Domenianul şi se finalizează cu Neocomianul. Este o secvenţă în care se observă aceeaşi tendinţă *deepening upward* de la calcare la jaspuri după care se manifestă o tendinţă de tip *shallowing upward* pe fondul căreia se acumulează calcarele cu *Aptychus*.

În evoluţia ZCM a urmat o fază de tectonizare care a dus la structurarea pânzelor alpine Bucovinică, Sub-bucovinică şi Infrabucovinice, controlată atât de închiderea Riftului Dacidelor Externe de la exterior, cât şi de cea a Riftului Transilvanidelor la interior. Etapa de deformare a fost descrisă în detaliu în capitolul 5, aşa încât nu revenim. Sedimentarea s-a reluat în Vraconian odată cu acumularea Conglomeratelor de Bârnadu care stau discordant atât peste wildflysch, cât şi peste Pânzele transilvane. Este de menţionat totuşi că Dacidele Mediane trebuie să fi avut un relief înalt, dacă este să judecăm conglomeratele albiene groase şi grosiere acumulate pe Pânza de Ceahlău, de exemplu, dar şi Conglomeratele de Bârnadu acumulate local.

Depozitele sedimentare ale Oceanului Transilvan sunt cunoscute pe de o parte din olistolitele încorporate în formaţiunea de wildflysch şi în baza pânzelor transilvane, iar pe de alta din secvenţele mezozoice caracteristice ofiolitelor din Apusenii de Sud. Cele mai vechi sunt calcarele şi radiolaritele ladiniene, urmate de calcare cu amoniţi şi marne şi argile cu *Halobia* triasic superioare. Secvenţa jurasic inferioară subţire, reconstituită pe baza olistolitelor din aceeaşi Formaţiune a wildflysch-ului, sugerează o condensare stratigrafică remarcabilă, depozitele fiind dominant pelagice. Jurasicul mediu este caracterizat de o secvenţă de tip *deepening upward* de la calcare oolitice la radiolarite callovian-oxfordiene, în timp ce Jurasic superior-Neocomianul este caracterizat faciesuri calcaroase de mică adâncime (de tip Stramberg şi Urgonian) uneori cu nivele de apă dulce. Seria transilvană, de la Calcarele de Stramberg la cele urgoniene, s-a acumulat, după Patrulius et al. (1976), pe o platformă carbonatică numită Central-Transilvană cu dezvoltare bilaterală, domeniu paleogeografic greu de imaginat, aşa cum am menţionat deja mai sus, în condiţiile în care, cel puţin până în Tithonic, s-au desfăşurat procese magmatice ofiolitice. Asocierea magmatitelor oceanice cu platforme carbonatice dezvoltate pe sisteme de arcuri insulare sau peste pânze deja obduse ar fi mai plauzibilă. La finele Tithonicului sunt semnalate şi scurtări în acest bazin contemporane cu punerea în loc a ofiolitelor peste Masivul Serbo-Macedonean, dar de mai mică amploare, ce au avut ca rezultat apariţia unor arcurilor calc-alcaline. Tectonizarea acestui domeniu a fost discutată în capitolul 5, mai ales în relaţie cu Dacidele Mediane, dar reamintim că s-a închis la finele Cretacicului. După suturarea celor două blocuri evoluţia lor a fost comună.

În modelul Săndulescu, Transilvanidele sunt considerate Sutură principală Tethysiană marcând traiectoria Oceanului Vardar în domeniul carpatic, dar pentru Csontos şi Vörös (2004) importanţa lor este mult mai mică. Pe baza datelor structurale, se observă că blocurile Dacia (ZCM) şi Tisza (Dacidele interne sau

Apusenii de Nord) au direcţii de transport tectonic radiar divergente în raport cu Transilvanidele. De asemenea, atât în cazul Dacidelor mediane, cât şi al Dacidelor Interne, Transilvanidele ocupă poziţiile superioare din punct de vedere structural. Pe aceste considerente, dar şi pe baza unor date paleomagnetice şi paleontologice, autorii arată că terrana Tisza-Dacia nu este altceva decât un pliu oroclinal major care are în ax vestigiile (Transilvanidele) unui bazin remanent al Vardarului, respectiv fostul Ocean Mureş. Mai mult, ei consideră că şi pânzele inferioare structural prezintă aceleaşi direcţii de transport tectonic radiar divergente (fig. 6.5 B).

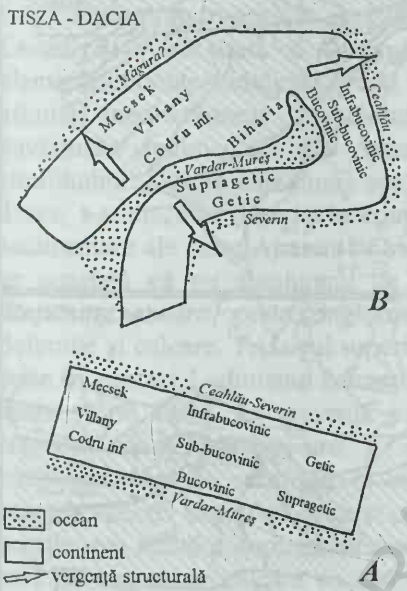


Fig. 6.5. Poziţia schematizată a domeniilor de sedimentare de pe terrana Tisza-Dacia (după Csontos şi Vörös, 2004):
A – situaţia din Mezozoicul timpuriu; *B* – situaţia actuală.

În aceste condiţii, Transilvanidele (Apusenii de Sud şi Pânzele transilvane) au fost obduse în acelaşi sens, respectiv spre cratonul european sau mai precis peste microcontinentul detaşat din el de-a lungul Riftului Dacidelor Externe (fig. 6.6 B).

Aceste aspecte sunt explicate pe baza reconstituirii paleomagnetice a traiectoriei blocului Tisza în timpul Mezozoicului. Blocul Tisza s-a deplasat pe un traseu complicat, în general către nord, mai precis nord-est, care a pornit din imediata vecinătate a tropicului Racului în Liasic pentru a ajunge în poziţia actuală. În acelaşi timp, s-a rotit puternic în timpul Mezozoicului în sens invers acelor de ceas, înainte de rotirea contrată de cel puţin 60° din Cenozoic. Pentru blocul Dacia nu există date utilizabile de acest tip, din cauza remagnetizărilor puternice din Cretacicul superior. Combinând rotirea cretacică puternică şi aspectul structural concentric al unităţilor care constituie cele două blocuri, s-a reconstituit morfologia iniţială cvasi-rectilinie a marginii transilvane a microcontinentului panglică detaşat din cratonului european (fig. 6.6 B). După reconstituirea tuturor structurilor cretacice şi post-cretacice ale celor două terrane carpatice s-a observat paralelismul cu direcţia structurală principală din zona dinarică. Aspectul actual mai degrabă

BUKAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

perpendicular al direcţiilor structurilor terranei Tisza-Dacia şi blocului dinaric este rezultatul modificărilor post-cretacice (fig. 6.5).

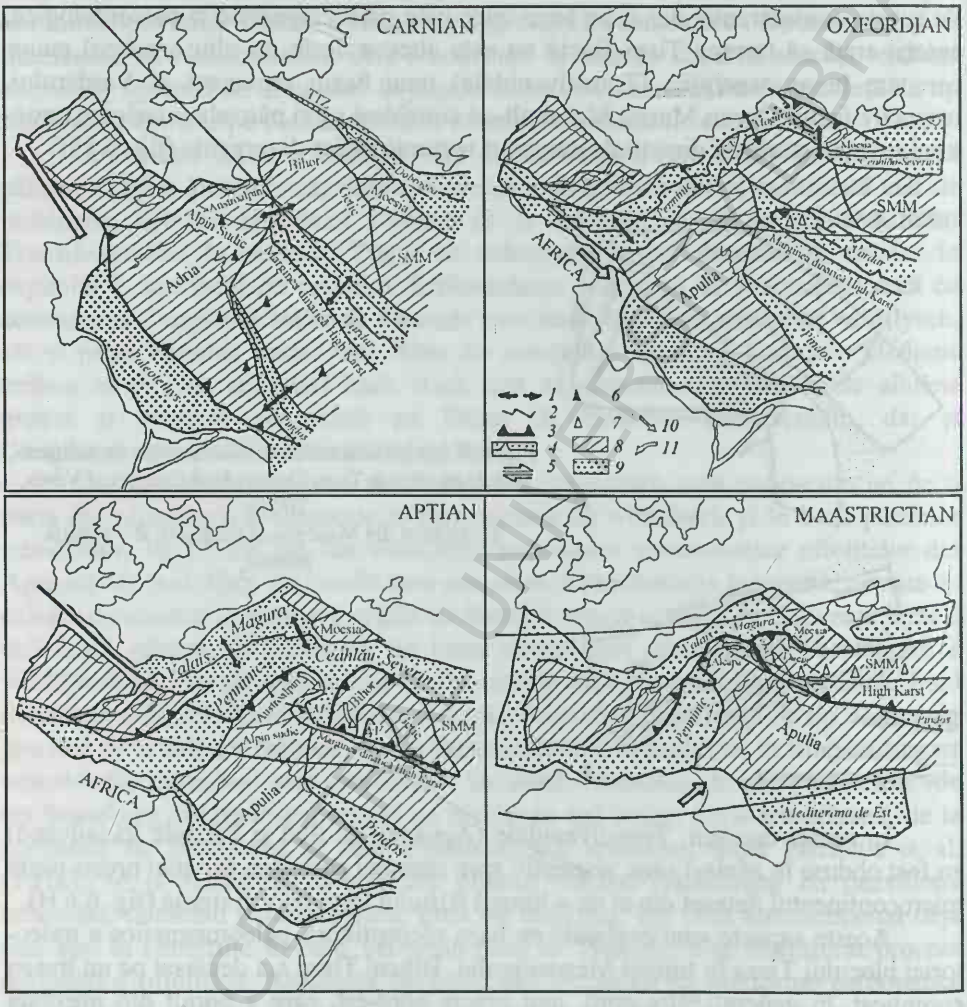


Fig. 6.6. Poziţia terranei Tisza-Dacia în context european în diferite etape ale evoluţiei ei alpine (după Csontos şi Vörös, 2004):

1 – rifting; *2* – expansiune oceanică; *3* – subducţie-coliziune; *4* – margine transformantă; *5* – obducţie; *6* – centuri magmatice calcoalcaline anisian-ladiniene stinse; *7* – arc vulcanic intraoceanic; *8* – crustă continentală; *9* – crustă oceanică; *10* – sensul mişcării principale; *11* – sensul rotaţiei; Cz – blocul Czorsztyn; *M* – bazin remanent al Vardarului (Meliata) în pliul oroclinal AlCaPa; SMM – Blocul Serbo-Macedonean; *V* – bazin remanent al Vardarului în pliul oroclinal Dacia-Tisza (Transilvanide); TTZ – Zona Tornquist –Teysseire.

Pe baza acestor observaţii, Csontos şi Vörös consideră că bazinul Vardar-Mureş s-a deschis de-a lungul unei margini continentale cu direcţie W-E mai mult sau mai puţin rectilinie (fig. 6.5. A; 6.6A), iar aparenta simetrie a terranelor Dacia

şi Tisza (Dacide mediane şi Dacide Interne) este rezultatul plierii în plan orizontal (fig. 6.5 B şi 6.6 C, D) şi a închiderii bazinului remanent al Transivanidelor în Maastrictian. Cealaltă margine continentală a Vardarului era constituită din domeniile Carpaţii de Vest (interni) - Austroalpin - Transdanubian - High Karst (Dinaric).

În timpul Jurasicului superior pe marginea dinarică au fost obduse mase ofiolitice importante. Stampfli şi Borel (2002) arată că obucţia a fost simetrică, fiind suportată şi de marginea microcontinentului Bihor-Bucovinic-Getic, explicând poate prezenţa olistolitelor ofiolitice în depozitele de wildflysch mai noi.

Făcând o trecere în revistă a informaţiilor paleontologice şi structurale, Csontos şi Voros arată că Apusenii de Nord şi Carpaţii de Vest au foarte puţine elemente comune, cei dintâi având clare afinităţi europene, în timp ce cei din urmă afinităţi mediteraneene. În schimb, atât între soclurile prealpine, cât şi între cuverturile sedimentare ale Apusenilor de Nord şi ZCM există numeroase similitudini. Despre cele dintre soclurile prealpine ale celor două terrane, Dacia şi Tisza, s-a discutat deja la începutul acestui capitol. Corelări între formaţiunile sedimentare ale celor Apusenilor şi ZCM nu sunt încă disponibile, dar în linii mari se constată că pe autohtonul de Bihor secvenţa triasică are aceeaşi tendinţă *deepening upward*, peste conglomeratele şi gresiile, probabil continentale, urmând dolomite şi calcare. Triasicul superior lipseşte fiind substituit de o discordanţă care pune în contact Ladinianul calcaros cu faciesuri paralice liasice, discordanţă care apare şi pe ZCM. În secvenţa jurasică se pot recunoaşte cele două tendinţe, respectiv *deepening upward* şi *shallowing upward* descrise şi în domeniul bucovinic, care se substituie la nivelul Callovian-Oxfordianului. Diferenţa care apare, respectiv suprafaţa de carst cu bauxite de la nivelul Tithonicului, sugerează o poziţie mai înaltă a domeniului Apusenilor de Nord în raport cu cel bucovinic pe care se acumulau calcare cu *Aptychus*. Situaţia ar putea fi explicată, luând în consideraţie că, de-a lungul Riftului Dacidelor Externe, sectorul Severin s-a deschis mai devreme decât sectorul Ceahlău (Săndulescu, 1984), care a devansat, probabil, la rândul lui, deschiderea bazinului din vecinătatea domeniului Bihor. Csontos şi Vörös consideră că Oceanul Magura ar putea fi considerat echivalentul Dacidelor Externe, deşi între cele două corelarea este discutabilă, după cum deja am arătat mai sus. Indiferent care va fi fost oceanul dintre domeniul Bihor şi cratonul european existenţa lui este susţinută de asociaţiile diferite de faune care le caracterizează (autori citaţi de Csontos şi Vörös, 2004).

Sedimentarea se reia în Hauterivian cu faciesuri lacustre, urmate până în Apţian de calcare de platformă de tip Urgonian şi apoi de flişuri albiene, secvenţa cretacică având tendinţă *deepening upward*. Acumularea flişurilor albiene indică debutul tectonizării Apusenilor de Nord, care s-a făcut tot în două etape, una mezocretacică, alta mai nou senoniană, ca şi în cazul domeniului bucovinic.

Plierea microcontinentului Bihor-Bucovinic-Getic (BBG) s-a produs, după autori, în Cretacicul inferior ca rezultat al coliziunii oblic-senestre dintre acesta şi Placa Dinarică High Karst (fig. 6.6 C) pe fondul unei deplasări senestre importante a Africii în raport cu Europa. Datorită coliziunii laterale, de-a lungul suturii

Vardariene, marginea microcontinentului BBG a fost blocată şi antrenată într-un proces de pliere. În interiorul pliului oroclinal s-a menţinut un bazin remanent al Vardarului, care, la rândul lui, a suferit scurtări importante. Această pliere ar sta la originea aspectului radiar divergent al pânzelor carpatice, ca şi la propagarea spre exterior a avanfoselor care bordează blocurile Tisza şi Dacia.

Expulzarea finală a pânzelor formate pe seama bazinului oceanic remanent blocat în pliul oroclinal s-a petrecut în Albian, după cum arată cele mai vechi depozite peste care repauzează Pânzele transilvane, cel puţin în sectorul carpatic care face obiectul acestei discuţii.

În Turonian s-a produs o coliziune de tip *soft* cu pliul oroclinal AlCaPa aflat în rotaţie în sensul acelor de ceas înainte de angajarea în golful carpatic. Astfel, Apusenii de Nord şi Carpaţii de Vest (interni), considerate anterior unităţi echivalente, sunt atribuite, după cum reiese din acest model, unor terrane diferite, respectiv AlCaPa (Alpi-Carpaţii de Vest-Panonia) şi Tisza-Dacia (domeniile Bihor-Bucovinic-Getic) şi intră pentru prima oară în contact la acest moment.

La finele Cretacicului, închiderea oceanului Vardar şi migrarea spre NW a microcontinentelor dintre Europa şi Gondwana, pe fondul consumului oceanelor Tethysului alpin, localizate spre nord, au dus la amalgamarea terranelor Adria, AlCaPa şi TD în contextul migrării spre NE-N şi rotirii în sens invers acelor de ceas a Gondwanei în raport cu Europa

AlCaPa şi Tisza-Dacia au intrat în contact una cu alta după linia medio-ungară (Falia Nord-Transilvană) prin rotiri succesive, iar împreună au pătruns într-un golf din marginea cratonului european definit de promontoriile Masivului Boem şi Moesic. Acest proces a fost controlat regional de deriva către nord şi mişcarea în sens invers acelor de ceas a Gondwanei în raport cu Europa. Competiţia pentru spaţiul limitat al golfului dintre cele două terrane a dus la plierea lor mai strânsă manifestată în Tisza-Dacia prin scurtări suplimentare maastrictiene ale sectoarelor Bihor şi Getic, care nu au echivalent în cel Dacic cu rol de sector de racord (fig. 6.5 B). Royden (1988) consideră că procesele determinate de subducţia Oceanului Ceahlău-Severin au stat la baza antrenării în „golful carpatic" al celor două terrane. Pătrunderea în golf a terranei TD a debutat în Eocen, iar datorită „efectului de colţ" al promontoriului Moesia, ea s-a rotit în sensul acelor de ceas (autori citaţi de Tischler et al., 2008).

În lungul faliei medio-ungare au avut loc decroşări substanţiale în Paleogen-Miocenul inferior pentru ca, în final, terrana AlCaPa să încalece terrana Tisza-Dacia (diferiţi autori citaţi de Tischler et al., 2008). În urma acestei coliziuni încă din Oligocen a luat naştere pe marginea nordică a TD un bazin de avanfosă de tip flaxural în care s-au acumulat depozite de fliş.

Toată istoria geologică a pânzelor de cuvertură ale Carpaţilor externi şi Moldavidelor este, de asemenea, rezultatul pătrunderii celor două terrane în acest golf (fig. 6.7).

Istoria post-Cretacică a ZCM poate fi destul de dificil reconstituită pe baza depozitelor sedimentare, întrucât acestea se conservă numai sporadic. Este vorba în principal de cele cunoscute din aşa-numita zona a flişului transcarpatic din partea

de nord a ZCM, unde Eocenul stă discordant peste Senonian. Acestea sunt rezultatul relaţiei dintre AlCaPa şi Tisza-Dacia pe parcursul pătrunderii lor în golful carpatic şi atingerii poziţiei actuale.

Aşa cum arată însă Sanders et al (1999), până în Oligocen, ZCM (cel pe sectorul Bucovinic) a rămas sub nivelul mării, pentru ca după Badenian să intre într-o fază de eroziune accelerată care a dus la denudarea a nu mai puţin de 4 km de roci până la finele Panonianului. În aceste condiţii, este dificil de explicat sursa gresiilor de Tarcău-Fusaru din Pânza de Tarcău care, după cum se ştie, este interpretată ca fiind tocmai ZCM (sau Dacidele mediane).

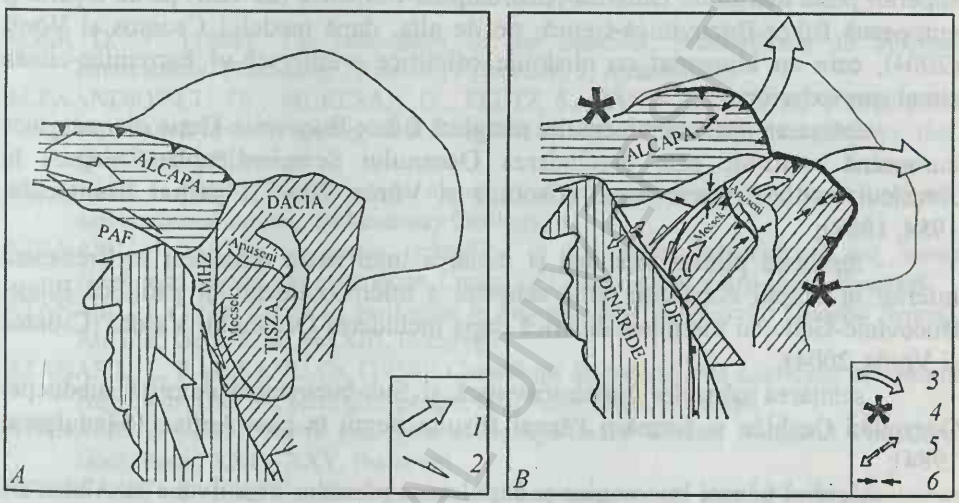


Fig. 6.7. Reconstituirea poziţiei superterranelor AlCaPa şi Tisza Dacia în intervalul Oligocen-Miocen inferior (după Csontos şi Vörös, 2004):
A – reconstituirea decroşării dextre de-a lungul liniei periardiatice; B – reconstituirea mişcărilor de rotaţie divergente ale superterranelor AlCaPa şi TD la pătrunderea în golful carpatic din marginea cratonului european; MHZ – falia medio-ungară; PAF – falia peri-Adriatică; DF – falia Drava; *1* – sens principal de mişcare; *2* – decroşare; *3* – rotaţie; *4* – pol de rotaţie; *5* – distensiune; *6* – compresiune.

Din prezentarea de mai sus, bazată pe câteva modele selectate subiectiv, reiese că ZCM este constituită din blocuri de provenienţă diferită care au evoluat separat şi împreună pentru a ajunge în final la constituţia actuală. Câteva etape majore pot fi punctate în această istorie:

- agregarea blocului Rebra-Tulgheş la cratonul european de-a lungul marginii de tip Bretila în Ordovician după modelul lui Munteanu şi Tatu (2003);
- retromorfismul blocului Rebra-Tulgheş-Bretila în timpul orogenezei varistice;
- detaşarea blocului bucovinic/sub-bucovinic (BSB) de marginea infrabucovinică a cratonului european în Triasicul inferior-mediu, în urma deschiderii braţului oceanic Meliata de tip retroarc, în conformitate cu modelul propus de Hoeck et al. (2009);
- deschiderea Riftului Transilvan în prelungirea Oceanului Vardar în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Triasicul ?inferior-mediu în conformitate cu modelul Rădulescu şi Săndulescu (1973) şi Săndulescu (1984);

- coliziunea blocului BSB cu marginea europeană infrabucovinică în Jurasicul mediu-superior după subducţia Meliatei sub craton, urmată de dezvoltarea unei suturi ofiolitice şi eventual de deschiderea Riftului Dacidelor Externe, în conformitate cu modelul propus de Hoeck et al. (2009); sutura a fost ulterior dezmembrată, olistolite ofiolitice fiind remaniate în bazinul wildflysch-ului situat spre interior în raport cu BSB;

- obducţia divergentă a ofiolitelor din oceanul Vardar-Transilvan în Jurasicul superior peste marginile Dinarică-Austroalpină-Carpatică (de vest) pe de o parte şi europeană Bihor-Bucovinică-Getică, pe de alta, după modelul Csontos şi Vörös (2004), care au alimentat cu olistolite ofiolitice wildflysch-ul barremian-albian situat spre exterior;

- detaşarea microcontinentului panglică Bihor-Bucovinic-Getic din marginea europeană rectilinie prin deschiderea Oceanului Severin-Ceahlău-?Magura în Jurasicul mediu-Cretacic bazal (Csontos şi Vörös, 2004 şi parţial Săndulescu, 1984, 1988);

- formarea pliului oroclinal şi izolarea unui bazin remanent în Cretacicul inferior în timpul coliziunii oblic senestre a microcontinentului panglică Bihor-Bucovinic-Getic cu marginea dinarică după închiderea Oceanului Vardar (Csontos şi Vörös, 2004);

- schiţarea pânzelor Infrabucovinică şi Sub-bucovinică datorită subducţiei Oceanului Ceahlău şi formării Pânzei flişului negru în post-Apţian (Săndulescu, 1984);

- şariajul pânzei bucovinice şi expulzarea pânzelor transilvane în Albian fie prin închiderea riftului Transilvan şi Riftului Dacidelor Externe (Săndulescu, 1984) fie al comprimării pliului oroclinal, urmată de agregarea terranei Tisza-Dacia (Csontos şi Vörös, 2004);

- rotirea terranei Tisza-Dacia, începând din Eocen, în sensul acelor de ceas la pătrunderea în golful carpatic, datorită efectului de colţ dat de promontoriul Moesia din partea sudică a acestuia (Csontos şi Vörös, 2004);

- încălecarea AlCaPa peste Tisza-Dacia în Miocen în lungul faliei Medio-ungare (Tischler et al., 2008) anticipată de acumularea depozitelor Eocen-Miocene din zona Maramureşului (flişul transcarpatic).

Cele câteva evenimente enumerate mai sus, formulate într-o manieră sintetică, sunt de natură să dovedească cât de complexă a fost evoluţia zonei cristalino-mezozoice în comparaţie cu abordarea relativ simplistă de care s-a bucurat în deceniile din urmă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

AGER D. V. (1965): *The adaptation of the mesozoic brachiopodes to different environment*. Pelaogeogr., Paleont., Paleoecol., 1, Amasterdam

ALEXANDRESCU Gr., MUREŞAN G., PELTZ S., SĂNDULESCU M. (1968): *Notă explicativă la harta geologică a României în scara 1:200.000, foaia Topliţa*. Inst. Geol. Rom., Bucureşti

ALLEN J. R. L. (1985): *Wrinkle marks: an intertidal sedimentary structure due to aseismic soft-sediment loading*. Sedimentary Geology, 41.

ATANASIU I. (1927): *La masse cristalline et les dépôts mésozoiques des Monts Hăghimaş*. Guide des excursions. Congr. de l'Assoc. Géol.-Carp-Balk., Bucarest

ATANASIU I. (1928):*Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (Judeţul Neamţ)*. An. Inst. Geol. Rom.,vol.XIII, Bucureşti

ATANASIU I., RĂILEANU Gr. (1950): *Contribuţii la cunoaşterea Liasicului din Munţii Hăghimaş*, Bul. St., seria geol-geogr., II/5, Acad. Rom, Bucureşti

ATANASIU I. (1958): *Harta geologică a împrejurimilor Cheilor Bicazului*. An. Com. Geol. Rom., XXIV-XXV, Bucureşti

ATHANASIU S. (1899): *Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen*. Verh. D. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien

BALINTONI I., CHIŢIMUŞ V. (1973): *Prezenţa paramorfozelor de rutil după brookit în cristalinul de Tulgheş (Carpaţii Orientali)*. Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 18/2, Bucureşti

BALINTONI I. (1969): *Magmatitul ocelar de Rarău, consideraţii structurale, petrogenetice, petrostructurale*.Bul.Soc.de Geol. din România, XI, Bucureşti

BALINTONI I. (1981): *The importance of the Ditrău alkaline massif emplacement moment fort the dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians*. Rév. Roum. de Géol.-Géophys.-Géogr., série Géol., 25, Bucureşti

BALINTONI I. (1996): *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*. Univ. Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca

BALINTONI I. (2005): *Raport de Cercetare* Grant:6/166. Revista de Politica Ştiinţei şi Scientometrie, Număr Special 2005, 39 p.

BALTREŞ A. (1970): *Microfaciesul calcarelor Cretacicului inferior alohton din partea meridională a Munţilor Hăghimaş*. D. S. Inst. Geol. Rom., LVI, Bucureşti

BALTREŞ A. (1976): *Middle Triassic supratidal and intertidal dolomites in Hăghimaş Massif (Eastern Carpathians)*: Guidebook series 15 Inst. Géol et Géophiz., Bucureşti

BALTREŞ A., BRUSTUR T. (1973): *Notă asupra unei faune barremian inferioare din cuveta marginală a Carpaţilor Orientali*. D.S. Inst. Geol. şi Geofiz., LXVI/5, Bucureşti

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BARUS T. (2002): *Abundenţa faunelor de nevertebrate fosile din Masivul Hăghimaş*. Ses. de Com. a Fundaţiei „I. Atanasiu", Bucureşti

BARUS T., MARIAN C. (2002): *Studiul morfometric al galeţilor din conglomeratele cretacice de pe Pârâul Oii-Masivul Hăghimaş (Carpaţii Orientali)*: Ses. Com. a Fundaţiei „I. Atanasiu", Bucureşti

BĂDESCU D. (2005): *Evoluţia tectono-stratigrafică a Cerpaţilor Orientali în decursul Mezozoicului şi Neozoicului*. Editura Economică, Bucureşti, 312 p.

BĂNCILĂ I. (1941): *Etude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc*. An. Inst. Geol. Rom., XXI, Bucureşti

BĂNCILĂ I. (1958): *Geologia Carpaţilor Orientali*. Edit. Şt., Bucureşti

BĂNCILĂ I., CORVIN-PAPIU V. (1953): *Jaspurile triasice de la Pojorâta*. Bul. St. Acad. RPR, geol-geogr.,V/4, Bucureşti

BĂNCILĂ I., CORVIN-PAPIU V. (1962): *Asupra silicolitelor cretacic inferioare din cuveta marginală a Carpaţilor Orientali*. D. S. Inst. Geol. Rom., XLVI, Bucureşti

BĂNCILĂ I., CORVIN-PAPIU V., ARMAŞ I. (1957): *Reciful neocomian de la Gura Dămucului*. Edit. Acad. RPR, Bucureşti

BĂRBULESCU A., DRAGASTAN O. (1972): *Correlation of the Upper Jurassic faunas in Central Dobrudja and the Hăghimaş Massif (Romania)*: Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géogr., série géol., 16/1, Bucureşti

BERCIA I., BERCIA Elvira, KRAUTNER H., KRAUTNER Florentina, MUREŞAN. (1967): *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali)*: D. S. Com. Geol., LIII/1, Bucureşti

BEUDANT F.S. (1822): *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818*, Paris

BIELZ A. (1854): *Karte der geognostischen Verhaltnisse des Grossfurstenthums Siebenburgen*. Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Vereins f. Naturwissenschaften in Hermannstadt, Bd. V, Hermannstadt

BLASCHKE F. (1911): *Zur Tithonfauna von Stramberg in Mähren. Ann. des k.k. Naturhist. Hofmuseum*, XXV, Wien

BLEAHU M. (1989): *Tectonica Globală*. Edit. Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti

BUCUR I. (2006): *Calcareous algae in the Urgonian limestones from Romania. Biostratigraphic and paleoecology significance*. An. Inst. Geol. Rom., 74/1, Bucureşti

BUCUR I. (2006): *Urgonian limestone from Romania: an overview*. Proc. XVIII th Congress of the Carp.-Balk. Geol.Assoc., Belgrade

BUŢUREANU V. (1899): *Etudes pétrographiques et chimiques sur les roches eruptives du district de Suceava*. Bul. Soc. Ştiinţe, An.VIII, Bucureşti

CATANA C. (1989): *Studiul mineralogic şi petrografic al Unităţii Gnaiselor de Rarău-Hăghimaş*. Teză de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi

CAVAZZA W., ROURE François, SPAKMAN W., STAMPFLI G. M., ZIEGLER P. A. şi the TRANSMED Project Working Groups (2004): *The TRANSMED Atlas: geological geophysical fabric of the Mediterranean region - Final report of the project*, Episodes, v. 27, nr. 4

CĂDERE D. (1903): *Sur les roches éruptives de Borca*. Anal. Sc. Univ. Jassy, II, Iaşi

CHANNEL J. E. T., KOZUR H. (1997): *How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography*. Geology, 25

CIOBĂNETE D., LAZĂR Iulia, PANAIOTU A. (2009): *Biometrical quantitative analyses and taphonomy of the Upper Jurassic Lacunosella brachiopod assemblage from*

Hăghimaş Mountains (*Eastern Carpathians, Romania*). 7th Romanian Symposium on Palaeontology, Cluj-Napoca, 22-24 october 2009, Presa Universitară Clujeană

CIOCÂRDEL R., PATRULIUS D. (1961): *Observaţii asupra unei klippe de calcare jurasice încorporate depozitelor eocretacice din sinclinalul Hăghimaş*. Com. Acad. RPR, X/1, Bucureşti

CIOFLICĂ Gr., LUPU M., NICOLAIE I., ŞERBAN V. (1980): *Alpine ophiolites of Romania: tectonic setting, magmatism and metallogenesis*. An. Inst. Geol. şi Geofiz., LVI, Bucureşti

CIOFLICĂ Gr., PATRULIUS D., IONESCU Jana, UDUBAŞA G. (1965): *Ofiolitele alohtone triasice din Munţii Perşani*. Acad. RSR, St. şi Cercet. Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 10/1, Bucureşti

CONTESCU L. (1968): *Structura flişului cretacic în valea Bicazului*. Acad. RSR, St. şi Cercet. Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 13/2, Bucureşti

COTU O., ERHAN V. (1969): *Studiul petrochimic al unor şisturi cristaline din regiunea Tulgheş* (*Carpaţii Orientali*): Lucr. Staţ. „Stejarul", II, Pângăraţi

CSONTOS, L. (1995): *Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review*. Acta Vulcanologica, vol. 7 (2)

CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F., KOVÁC M. (1992): *Tertiary evolution of Intra-carpathian area: a model*. Tectonophysics, 208

CSONTOS L., VÖRÖS A. (2004): *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210

De LILLIENBACH L. (1833): *Journal d'une voyage géologique fait a travers toute la chaine des Carpates*. Mem. Soc. Géol. France, série 1, II, Paris

De LILLIENBACH L. (1834): *Journal d'une voyage géologique en Bukovine en Transylvanie et dans le Marmorosch*. Mem. de la Soc. Géol. de France, I /2, Paris

DERCOURT T.J., FOUCOULT A., RENARD M. (1986): *Liaison entre les phénomenes globaux les changements de milieu et les grandes crises du monde vivant*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, 10/2, Pau

DESSILA-CODARCEA Marcela (1967): *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*. Acad. RSR, St. şi Cercet. Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., XII/1, Bucureşti

DIMITRESCU R. (1957): *Asupra unor roci bazice şi ultrabazice din nordul Munţilor Perşani*. Com. Acad. RPR, VII/2, Bucureşti

DINU C. (1971): *Prezenţa faciesului cu Bositra buchi* (*ROEM.*) *în flancul estic al sinclinalului Hăghimaş, la izvoarele Trotuşului*. Bul. Soc. Geol. RSR, XIII, Bucureşti

DINU C. (1985): *Geologic Study of the Cretaceous flysch deposits in the Upper Course of the Trotuş Valley* (*East Carpathians*). An. Inst. Geol. şi Geofiz., LXV, Bucureşti

DINU C., MATEI V. (1972): *Precizări asupra vârstei şi poziţiei Stratelor de Lunca din sinclinalul Hăghimaş*. Acad. RSR, St. şi Cercet. Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., XVII/2, Bucureşti

DRAGASTAN O. (1967): *Algues calcaires du mésozoique de Roumanie et leur importance stratigraphiques*. Assoc. Geol. Carp.-Balk. VIII-ème Congr., Belgrade

DRAGASTAN O. (1968): *Algues calcaires dans le Jurassique superieur de Roumanie*. Geol. Romana, VII, Roma

DRAGASTAN O. (1968): *Données sur le microfaciès du Jurassique supérieur et du Cretacée inférieur de la région des Gorges de Bicaz* (*Carpathes Orientales*). Rev. de Micropal., 11/2, Paris

DRAGASTAN O. (1969): *Micro-oncolithes dans le Jurassique supérieur de la Vallée du*

Bicaz (*Carpathes Orientales Roumaines*). Rev. de Micropal., 12/1, Paris
DRAGASTAN O. (1971): *New calcareous algae in Upper Jurassic and Lower Cretaceous from the Bicaz Valley* (*East Carpathians*). Rev. Espanola de Micropal., 3/2, Madrid
DRAGASTAN O. (1975): *Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley Bassin*. Inst. Geol. şi Geofiz., Memoires, XXI, Bucureşti
DRAGASTAN O. (1980): *Alge calcaroase din Mesozoicul şi Terţiarul României*. Edit. Acad. RSR, Bucureşti
DRAGASTAN O. (1998): *Transylvanides - A Jurassic-Cretaceous palaeonvironmental an depositional model*. Acta Paleontologica Romanie, Bucureşti
DUMITRICĂ P. (1981): *Triassic Oerlispongia* (*Radiolaria*) *from Eastern Carpathians and Southern Alps*. D. S. Inst. de Geol. şi Geofiz., LXVII /3, Bucureşti
DUMITRICĂ P. (1994): *Biostratigraphy of the radiolarites at Pojorâta* (*Rarău Syncline. Eastern Carpathians*). Mem. Geol., 23, Lausanne
DUNHAM R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. În Ham W. E. (ediitor), Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir 1, 108-121
FILIPESCU M. G., DRAGASTAN O. (1964): *Resturi de tintinnide în depozitele tithonice şi neocomiene din RPR*. St. şi cercet. de geol., VIII/3, Bucureşti
FROLLO M. (1940): *Etude pétrographique des séries sédimentaires de la vallée du Bicaz-Carpathes Orientales*, Thèse, Paris
GAETANI M., DERCOURT J., VRIELYNCK B. (2003): *The Peri-Tethys Programme: achievements and results*. Episodes, v. 6, no. 2
GASIOROWSKI St. M. (1962): *Aptychi from Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value*. Stud. Geol. Pol., X, Warszawa
GHERASI N. (1950): *Cercetări asupra mineralizaţiilor de Fe din regiunea Mădăraş-Ciuc*. Com. de Stat al Geol. Arh. Inst. Geol., Bucureşti
GOLONKA (2004): *Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in Mesozoic and Cenozoic*. Tectonophysics, 381
GOLONKA J., GAHAGAN Lisa, KROBICKI M., MARKO F., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. (2006): *Plate-tectonic evolution and paleogeography pf the Circum-carpathian region*. În Golonka J şi Picha F. J. (editori) The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources, AAPG Memoir 84
GRASU C. (1964): *Contribuţii la studiul faunei Jurasicului superior din Munţii Hăghimaş*. Anal.Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, seria b., geol.-geogr., X, Iaşi
GRASU C. (1969): *Asupra prezenţei Neocomianului în sinclinalul mezozoic al Hăghimaşului*. Lucr. Staţ. „Stejarul", II, Pângăraţi
GRASU C. (1970): *Consideraţii privind limita Jurasic-Cretacic în sinclinalul Hăghimaşului*. St. şi Cercet. de geol.-geogr.-biol., seria geol.-geogr., Muz. de Şt. Naturale, Piatra Neamţ, I, Piatra Neamţ
GRASU C. (1970): *Observaţii asupra Liasicului de Adneth de la Curmătura-Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., III, Pângăraţi
GRASU C. (1970): *Malmul mediu şi superior din sinclinalul Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., III, Pângăraţi
GRASU C. (1970): *Contribuţii la cunoaşterea Triasicului din sinclinalul Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr, III, Pângăraţi
GRASU C. (1970): *Câteva observaţii asupra Liasicului mediu şi superior din sinclinalul Hăghimaşului*. Bul. Soc. de Geol. din RSR, XII, Bucureşti
GRASU C. (1970): *Consideraţii microfaciale asupra Liasicului din împrejurimile Lacului*

Roşu. St. şi Com. Muz. Jud. Suceava, seria Şt. Naturii, Suceava

GRASU C. (1971): *Recherches géologiques dans le sédimentaire mésozoique du bassin supérieur de Bicaz (Carpates Orientales)*. Lucr. Staţ. „Stejarul", Pângăraţi

GRASU C. (1972-1973): *Observaţii geologice în partea terminal-sudică a Culmii Dămucului- Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., V, Pângăraţi

GRASU C. (1973): *Stratele cu Aptychus din zona Munticelu-Criminiş (Hăghimaş)*. St. şi Cercet. de geol.-geogr.-biol., Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, seria geol.-geogr., II, Piatra Neamţ

GRASU C. (1973): *Consideraţii stratigrafice asupra silicolitelor de la Toşorog-Hăghimaş*. St. şi cercet. de geol.-geogr.-biol., Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, seria geol.-geogr., II, Piatra Neamţ

GRASU C. (1976): *Sedimentarul mezozoic de la sud de Izvorul Mureşului. Problema Pânzei Sub-bucovinice*. An. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, geol.-geogr, III, Piatra Neamţ

GRASU C., TURCULEŢ I. (1970): *Câteva date noi asupra Liasicului din împrejurimile Lacului Roşu*. Com. de Geol., SSNG, IV, Bucureşti

GRASU C., TURCULEŢ I. (1965): *Asupra vârstei recifului de la Gura Dămucului*. SSNG, Com. de Geol., III, Bucureşti

GRASU C., TURCULEŢ I. (1973): *Câteva precizări în legătură cu stratigrafia şi poziţia structurală a Stratelor cu Aptychus din sinclinalul Hăghimaş*. St. şi cercet. de geol.-geogr.-biol., Muzeul de Şt. Nat., Piatra Neamţ, seria geol.-geogr, II, Piatra Neamţ

GRASU C., TURCULEŢ I. (1978): *Observaţii geologice în regiunea meridională a sinclinalului Hăghimaş*. An. Muz. de Şt. Naturale, Piatra Neamţ, geol.-geogr., IV, Piatra Neamţ

GRASU C., TURCULEŢ I. (1980): *Rezervaţia Lacu Roşu-Cheile Bicazului. Particularităţi geologice şi geomorfologice*. Ocrotirea Naturii, Acad. RSR, 24/2, Bucureşti

GRASU C. TURCULEŢ I., CATANA C., NIŢĂ Marilena (1995): *Petrografia mezozoicului din „Sinclinalul Marginal Extern"*, Edit. Acad. Rom., Bucureşti

GRINEA D. (1998): *Studiul mineralogic şi geochimic al rocilor eruptive bazice mezozoice din Munţii Hăghimaşului şi Munţii Tulgheşului*. Teză de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi

GRIGORE D. (1996): *Date noi din regiunea Lacu Roşu-Hăghimaş*. An. Inst. Geol. Rom., 61/1, Bucureşti

GRIGORE D. (1998): *Kimmeridgian and Lower Tithonian sequences from East and South Carpathians*. Carp.-Balk. Assoc., XVI Congress, Vienna

GRIGORE D. (2000): *Species of the genus Sutneria* ZITTEL, *in the Ghilcoş Area – East Carpathians*. An. Inst. Geol. Rom., 71, Bucureşti

GRIGORE D. (2002): *Formaţiunea cu Acanthicum din regiunea Lacu Roşu (Masivul Hăghimaş-Carpaţii Orientali) posibil hipostratotip al limitei Kimmeridgian-Tithonic*. Teză de doctorat, Univ. Iaşi

GRIGORE D. (2009): *Kimmeridgian-Lower Tithonian ammonite assemblages from Ghilcoş-Hăghimaş Massif (Eastern Carpathians – Romania)*. 7th Romanian Symposium on Palaeontology, Cluj-Napoca, 22-24 october 2009, Presa Universitară Clujeană

GRIGORE D., BACIU S. (2002): *Fauna de amoniţi kimmeridgieni de la Ghilcoş - colecţia lui I. Preda de la Muzeul de Şt. Naturale din Piatra Neamţ*. Ses. de Com. a Fundaţiei „I. Atanasiu", Bucureşti

HAQ B. U., Hardenbol J., Vail P. R. (1988): *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. în Sea level changes: An integrated approach (Wilgus et al.

editori), SEPM Special Publication, No. 42, Tulsa, Oklahoma
HAUER Fr. (1859): *Geologische Ubersichkarte des Őstlichen Siebenburgens*. Jb.K.K. Geol., R.A., X, Wien
HAUER Fr., RICHTHOFEN F. (1859): *Berichte uber geologischen Aufnahmen in Siebenburgens*. Jahrb. D.k.k. geol. Reichsanstalt B, B, X, Wien
HAUER Fr., STACHE G. (1863): *Geologie Siebenburgens*, Wien
HAUG E. (1921): *Traité de Géologie*, II/1, Paris
HENDERSON P. (1982): *Inorganic geochemistry*. Pergamon Press, Oxford
HERBICH F. (1866): *Eine geologische Excursion von Balan an den Vorosto, nach Bekas Zsedan Patac*. Verhandl. u. Mitt. Siebenburg. Verf. Naturwiss., XVIII/10, Hermanstadt
HERBICH Fr. (1870): *Hallstätter-Kalk in Ost-Siebenburgens bei Thoroczko*. Verhandl. K.K. Geol., R.A., 12, Wien
HERBICH F. (1873): *Geologische Verhaltnisse des nordostlichen Siebenburgens*. Jahrsb. d., Kgl., ung. Anstalt, Budapest
HERBICH F. (1875): *Neue Beobachtungen in den Ost-Siebenburgens Karpathen*. Verhandl., k. k. Geol. R.A., 16, Wien
HERBICH F. (1878): *Das Szeklerland*, Budapest
HOECK V., IONESCU Corina, BALINTONI I., KOLLER F. (2009): *The Eastern Carpathian „ophiolites" (Romania: Remnants of a Triassic Ocean*. Lithos, 108, Elsevier
IANOVICI V., IONESCU C. (1966): *Studiul stratigrafic şi petrografic al regiunii Dămuc*. Acad. RSR, St. şi cercet., seria geol., 11/2, Bucureşti
ILIESCU Violeta, MUREŞAN M. (1970): *Contribuţii de ordin palinologic la cunoaşterea stratigrafiei şi vârstei seriilor metamorfice din partea sudică a Compartimentului Tisa-Ciuc*. D.S. Com. Geol., LVI /3, Bucureşti
ILIESCU Violeta, DESSILA-CODARCEA Marcela (1965): *Contribuţii la cunoaşterea conţinutului microfloristic al complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali*. D.S. Com. Geol., LI/ 2, Bucureşti
ILIESCU Violeta, MUREŞAN M. (1972): *Asupra prezenţei unor asociaţii microfloristice în formaţiunea paleozoică a Breciei de Hăghimaş- implicaţii stratigrafice şi tectonice privind zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali*. D.S. Inst. Geol, LVIII/4, Bucureşti
ILIE M. (1954): *Structura geologică a Munţilor Perşani. II. Defileul Oltului*. An. Com. Geol., XXVII, Bucureşti
JAKAB G. (1998): *Geologia Masivului alcalin de la Ditrău*. Edit. Pallas-Akadémia, Miercurea Ciuc
JEKELIUS E. (1921): *Der mittere und obere Jura im Gebiet de Haghimaşul Mare in Siebenburgens*. Bul. Acad. Rom., VII, Bucureşti
JOHANNSEN A. (1937): *A descriptive petrography of the igneous rocks (I-IV)*. The University Chicago Press, Chicago
JOHNSON H. D., BALDWIN C. T. (1996): *Shallow clastic seas*. În Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy (H.G. Reading editor), Blackwell Science, Oxford
KRAÜTNER Th. (1929): *Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială a regiunii Rarăului*. An. Inst. Geol. Rom., XIV, Bucureşti
KRAÜTNER Th. (1938): *Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen)*. An. Inst. Geol. Rom., XIX, Bucureşti
KRAÜTNER H. G. (1968): *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei*. Acad. RSR,

St. şi Cercet. Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 13/2, Bucureşti

KRAÜTNER H. G. (1988): *East Carpathians* în V. Zoubek (ed). *Precambrian in Younger Fold belts*, Willey, London

KRAÜTNER H. G., BINDEA G. (1995): *The Ditrău Alkaline Intrusive Complex and its Geological Environment.* Rom. Journ. Mineral., 77/5, Buucureşti

KRÄUTNER H. G., BINDEA G. (2002): *Structural units în pre-alpine basement of Eastern Carpathians.* Proceedings of XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st - 4th 2002

KSIAZKIEWICZ M. (1963): *La faunne tithonique de Wozniki* (*Carpathes Polonaises Occidentales*). Rocz. Pol. Tow. Geol., XXIII/3, Kracow

KUHN O. (1947): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten.* Setz. d. Ost. Akad. Wiss. Math. Nat., I, Wien

LAZĂR Luciana, GRIGORE D. (2008): *New data concerning the Mesozoic deposits outcropping in the western flank of the Hăghimaş Mountains* (*East Carpathians*). In Contribution to the Annual Scientific Session I. Popescu-Voiteşti, Presa Universitară Clujeană

LUPU Denisa (1965): *Asupra Cretacicului de la Beneş.* Arh. Inst. Geol. şi Geofiz., Bucureşti

MATEI V., LUŢĂ Sonia, CIBOTARU T., BRUSTUR T. (1978): *Asupra vârstei jaspurilor de la Pojorâta* (*Carpaţii Orientali*). An. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, geol-geogr., IV, Piatra Neamţ

MĂRGĂRIT Gh., MĂRGĂRIT M. (1982): *Date noi privind geologia regiunii Lacu Roşu* (*Munţii Hăghimaş*). Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 27, Bucureşti

MOJSISOVICS E. (1875): *Ueber norische Bildungen in Siebenburgens.*Verhandl. k. k. geol.R.-A., 8 Wien

MUNTEANU M., TATU M. (2003): *The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes.* Gondwana Research, V. 6, no. 2.

MUREŞAN M. (1967): *Structura tectonică a părţii de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali.* Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., XII/1, Bucureşti

MUREŞAN M. (1970): *Asupra prezenţei Paleozoicului superior în facies continental în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali.* D.S. Inst. Geol., LVI/4, Bucureşti

MUREŞAN M. (1976): *O nouă ipoteză privind pânzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali.* D.S. Inst. Geol., LXII/5,Bucureşti

MUREŞAN M. (2006): *Rédefinition de la zone cristallino-mésozoique des Carpates Orientales et son charriage post-autrichien sur la zone du flysch.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 74, Bucureşti

MUREŞAN M. (2008): *Nappes de charriage de couverture alpines dans la zone cristallino-mésozoique de Carpathes Orientales. Un exemple: la région des Monts Hăghimaş.* An. Inst. Geol. Rom.,vol. 75, Special Issue, Bucureşti

MUREŞAN M., IONCICĂ Magdalena, TĂNĂSESCU Anca (1974): *Asupra prezenţei metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezoozică a Carpaţilor Orientali* (*Seria de Dămuc*). D.S. Inst. Geol., LX /5, Bucureşti

MUREŞAN M., TĂNĂSESCU L. (1981): *Poziţia în pânză a metamorfitelor seriei de Rebra din partea de sud a Carpaţilor Orientali-argumente furnizate de forajele din zona Mădăraş-Ciuc.* Acad. RSR, D.S. Inst. Geol. şi Geofiz., LXVI/5, Bucureşti

MUŢIHAC V. (1966): *Probleme de stratigrafie şi tectonică privind sinclinalul Rarăului*

(*Carpaţii Orientali*). Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol.,11/2, Bucureşti

MUTIHAC V. (1968): *Structura geologică a Compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern* (*Carpaţii Orientali*). Edit. Acad. RSR, Bucureşti

NĂSTĂSEANU A., SOLCANU M. (1963): *Asupra prezenţei zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăghimaş-Ciuc.*Comunic. Acad. RPR, XIII/2, Bucureşti

NEAGU Th., NEAGU M. (1995): *Smaller aglutinated foraminifera from the acanthicum Limestone* (*Upper Jurassic*), *Eastern Carpathians*, Romania

NEMEC W., STEEL R. J. (1984): *Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass - flow deposits*, în Sedimentology of Gravels and Conglomerates, (editat de Koster E. H. and Steel R. J.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 1 - 31

NEUMAYR M. (1871): *Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum OPP. im Naghy-Haghymaş Gebirge in Siebenburgens*. Verh.d. k. k. Geol. Reichanst., A, 2, Wien

NEUMAYR M. (1873): *Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum*. Abhand. der k. k. Geol. R. A., V/6, Wien

OLARU L. (2001): *New palynological and palynostratigraphical data about black quartzites and graphite schists of the Tulgheş group* (*East Carpathians, Romania*). Acta Paleont. Romania, 3, Iaşi

OLARU L. (2005): *Some problems of biostratigraphy and palynological correlation of upper Formation* (Tg_4) *from Tulgheş Group, East Carpathians* (*Romania*). Acta. Paleont. Romaniae, 5, Cluj-Napoca

OLARU L. (2008): *Geotectonic context and palynological arguments for Cambrian-Ordovician boundary in the metamorphites of Tulgheş Group from East Carpathians, Romania*. Acta Paleont. Romanie, VI, Iaşi

OLARU L., APOSTOAIE L. (2004): *Arenigian chitinozoans from the Tulgheş Group, Upper Formation* (Tg_4) *from Balan zone, Eastern Carpathians, Romania*. Acta Paleont. Romaniae, 4, Cluj-Napoca

OLARU L., GRASU C., CHIHAIA M. (2009): *Dămuc series of Hăghimaş syncline from East carpathians, Romania. New petrographical and palynostratigraphical data.*7th Romanian Symposium on Palaeontology, Cluj-Napoca, 22-24 october 2009, Presa Universitară Clujeană

OLARU L., LAZĂR Alina (2005): *New data on typical acrytarch assemblage from the Upper Formation* (Tg_4) *from Tulgheş Group, Balan Area, Eastern Carpathians* (*Romania*). Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, geol., LI, Iaşi

OLARU L., ONICEANU M. (1985): *Sur la présence de quelques associations d' acritarches du Proterozoique supérieur et du paleozoique inférieur dans les Carpathes Orientales Roumanie*. Geol. Bull., 38/1, Strasbourg

ONCESCU N. (1965): *Geologia României*. Ed. Tehnică, Bucureşti

PATRULIUS D. (1957): *Corelarea Doggerului superior şi a Malmului din Carpaţii Orientali*. Bul. Şt. Acad. Rom. Secţ. geol.-geogr., IIb, Bucureşti

PATRULIUS D. (1960): *La couverture mesozoique des massifs cristallins des Carpates Orientales*. Ann. Inst. Publ. Hung., XLIX/1, Budapest

PATRULIUS D. (1963): *Le wildflysch et les olistolithes des Monts Perşani. VI-eme* Congr. Assoc. Geol. Carp.-Balk (Resumes), Varşovia

PATRULIUS D. (1964): *Răspândirea algelor Globochaete şi Eotryx şi a microfaciesului cu Lombardia* (*Saccocomidae*) *în Carpaţii Orientali*. D. S. Inst. Geol. şi Geofiz. L/2, Bucureşti

PATRULIUS D. (1964): *Asupra prezenţei unor calcare liasice cu Involutina în bazinul superior al Trotuşului (Carpaţii Orientali)*. D. S. Inst. Geol. şi Geofiz., L/2, Bucureşti

PATRULIUS D. (1966): *Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaţilor Orientali în timpul Triasicului*. D. S. Inst. Geol. Rom., LII/2, Bucureşti

PATRULIUS D. (1966): *Les decapodes du Tithonique inferieur de Wozniki (Carpathes Polonaises Occidentales)*. Rocz. Pol. Tow. Geol., XXXV/4, Kracow

PATRULIUS D., CONTESCU L., BUTAC Al. (1962): *Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimilor oraşului Miercurea Ciuc*. St. şi cercet. geol.-geofiz.-geogr., seria geol., VII/3-4, Bucureşti

PATRULIUS D., NEAGU Th., AVRAM E., POP Gr. (1976): *The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania*. An. Inst. Geol. şi Geofiz., L, Bucureşti

PATRULIUS D., POPA Elena, POPESCU Ileana (1965): *Studiul stratigrafic, pelontologic şi microfacial al depozitelor mezozoice din partea meridională a Carpaţilor Orientali*. Arh. Inst. Geol., Bucureşti

PATRULIUS D., POPA Elena, POPESCU Ileana (1969): *Structura pânzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav*. An. Com. Geol., XXXVII, Bucureşti

PCELINŢEV V. T. (1953): *Fauna gastropoda otlajenii verhnego melovogo Zakavkaza u srednei Azii*. Izd. Akad. Nauk, CCCP, Moskva

PELIN M. (1965): *Asupra brachiopodelor portlandiene de pe pârâul Fagul Oltului-Culmea Piatra Roşie (Masivul Hăghimaş)*. Anal Şt. Univ. Buc., seria şt. nat., geol-geogr., 2, Bucureşti

PELIN M. (1967): *Studiul geologic al formaţiunilor mezozoice din Masivul Hăghimaş (între Lacu Roşu şi Piatra Unică)*. Teză de doctorat, Univ.Bucureşti

PELIN M. (1969): *Asupra prezenţei depozitelor liasice şi doggeriene de pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş-Culmea Piatra Luciului (Carpaţii Orientali)*. Anal. Şt. Univ. Bucureşti, geol.-geogr., 1, Bucureşti

PELIN M. (1976): *Asupra Jurasicului superior de la izvoarele pârâului Hăghimaş (Carpaţii Orientali)*. Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., 21, Bucureşti

PETROVIC K., PEJOVIC D., PASIC M. (1958): *Devellopement biostratigraphique des facies du Cretacé superieur sur le territoire de la Jugoslavie*. Bul. XXI, Classe de Sie. Nat., 6, Beograd

PETRESCU N. (1979): *Cu privire la retromorfozarea seriilor metamorfice Tulgheş şi Dămuc din bazinul văii Bicazului (Carpaţii Orientali)*. Anal Univ. Bucureşti, XXVIII, Bucureşti

PITULEA G. (1967): *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpathes Orientales (Région de Pop Ivan-Tulgheş)*. Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géogr., série Geol.,11/2, Bucureşti

PLAŠIENKA D. (2002): *Origin and growth of the Eestern Carpathian orogenic wedge during the Mesozoic*. Proceedings of XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st - 4th 2002

PLAŠIENKA D. (2003): *Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians*. Mitt. Osterr. Geol. Ges., 94 (2001)

PONI P. (1882). *Cercetări asupra mineralelor din Masivul cristalin de la Broşteni*. An. Acad. Rom., seria II, tom, V, Bucureşti

POPESCU Gr., PATRULIUS D. (1964): *Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din* Rarău (Carpaţii Orientali). An. Com. Geol., XXXIV, Bucureşti

POPESCU Alexandra Daniela (2008): *Geologia şi microfaciesurile depozitelor carbonatice triasice dintre Valea Moldovei şi Valea Trotuşului*. Edit. SEDCOM LIBRIS, Iaşi

POPESCU Daniela (2001): *Contribution a l'etude microfacial des dolomies triasiques appartenant au lambeau de rabotage de Gura Dămucului (Nappe Sous-bucovinique, synclinal Hăghimaş)*. Anal. Univ. Iaşi, geol., sIIb, XLIII, Iaşi

POPESCU Daniela (2003): *Geologia şi microfaciesurile carbonatitelor triasice dintre Valea Moldovei şi Valea Trotuşului*. Teză de doctorat, Univ. Iaşi

POPESCU Daniela, POPESCU L. (2002): *Seisianul detritic din Pânza Bucovinică (Sinclinalul Marginal Extern): Consideraţii petrografice şi biostratigrafice*. Anal. Şt. Univ. Ştefan cel Mare, secţ. geografie, XI, Suceava

POPESCU Daniela, POPESCU L. (2003): *Studiul geologic al dolomitelor masive hydaspiene din sinclinalul Hăghimaş (Pânza Bucovinică)*. Anal. Şt. Univ. "Ştefan cel Mare" secţ. geografie, XII, Suceava

POPESCU Daniela, POPESCU L. (2005): *The Olenekian carbonates of the Bucovinian nappe(the central sector the Hăghimaş sincline,Eastern Carpathians): lithology and microfacies*. Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geologia, 50/1/2, Cluj Napoca

POPESCU-VOITEŞTI I. (1929): *Aperçue synthetique sur la structure des régions carpathiques*. Rev. Muz. Geol. Min., III/1,Cluj

POPESCU-VOITEŞTI I. (1929-1930): *Încălecările din regiunea Văii Vinului-Ineul (Rodna Veche)*. D.S. Inst. Geol. Rom., XVIII, Bucureşti

PORADA H., BOUOUGRI E. (2007): *„Wrinkle structures" – a critical review*. În J. Schieber et al. (editori), Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record, Elsevier

PREDA I. (1969): *Consideraţii asupra tectonicii Masivului Hăghimaş*. Bul. Soc. Geol., XI, Bucureşti

PREDA I. (1970): *Studiul biostratigrafic al depozitelor cretacice din valea Hăghimaşului*. Anal. Şt. Univ. Bucureşti, seria geol., XI, Bucureşti

PREDA I. (1973): *Variaţiile de facies şi biostratigrafia Jurasicului superior din Munţii Hăghimaş*. Acad. RSR, St. şi cercet. geol.-geogr.-biol., seria geol., Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, II, Piatra Neamţ

PREDA I. (1976): *Contribuţii la cunoaşterea Liasicului şi a Doggerului din Munţii Hăghimaş (Carpaţii Orientali)*. An. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, geol.-geogr., III, Piatra Neamţ

PREDA I., GRASU C., TURCULEŢ I. (1976): *Specii de aptychus din Stratele cu acanthicum (OPPEL) de la Lacu Roşu*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, geol.-geogr., III, Piatra Neamţ

PREDA I., PELIN M. (1962): *Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului*. Anal. Şt. Univ. Buc., seria şt. nat., geol.-geogr., XIII/1, Bucureşti

PREDA I., PELIN M. (1963): *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei împrejurimilor Lacului Roşu (Carpaţii Orientali)*. Soc. Şt. Nat.-Geogr., Com. de Geol., II, Bucureşti

PREDA I., PELIN M.(1964): *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei Cheilor Bicazului*. Anal. Şt. Univ. Buc., seria şt. nat.-geogr., geol.-geogr., XIII/1, Bucureşti

PREDA I., PELIN M. (1965): *Etude biostratigraphique des Couches à acanthicum de Lacu Roşu*. Carp.-Balk. Geol. Assoc., VIIth Congr., II/1,Sofia

PREDA I., PELIN M.(1968): *Contribuţii la cunoaşterea Liasicului din regiunea Lacu Roşu (Carpaţii Orientali)*. Bul. Soc. de Geol., X, Bucureşti

RĂDULESCU D., DIMITRESCU R. (1982): *Petrologia endogenă a teritoriului României*. Univ. Bucureşti

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M. (1973): *The plate tectonics concept and the*

structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16

RENARD M. (1986): *Chimisme de l'ocean. Phenomenes geodynamics et evolution de la biosphaere*. Bull. Centres Rech., Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, 10/2, Pau

REINECK H. -E., SINGH I. B. (1975): *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, 439 p

ROYDEN, L. H. (1988): *Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System*. În: Royden L. H. şi Horváth F. (editori), The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir, 45.

RUSSO-SĂNDULESCU Doina, UDRESCU Constanta, MEDEŞAN Alexandrina (1981): *Petrochemical characteristics of the mesozoic ophiolites of the Rarău-Hăghimaş Marginal Syncline*. D.S. Inst. Geol., LXVI/1, Bucureşti

RUSSO-SĂNDULESCU Doina, SĂNDULESCU M., UDRESCU Constanţa, BRATOSIN Irina, MEDEŞAN Alexandrina (1983): *Le magmatism d'âge mésozoique dans les Carpathes Orientales*. An. Inst. Geol., LXI, Bucureşti

SANDERS C. A. E., ANDRIESSEN P.A.M., CLOETINGH S. A.P.L. (1999): *Life cycle of the East Carpathian Orogen: erosion history of a double vergent critical wedge assesesd by fission track thermochronology*. Journal of Geophysiscal Research, 104/B12

SAVU H. (1986): *Asemănări petrografice şi geochimice între unele magmatite mezozoice timpurii din Carpaţii Orientali, Munţii Făgăraş şi Dobrogea de Nord*. Acad. RSR, St. şi Cercet. geol.-geofiz.- Geogr., seria geol., 33, Bucureşti

SAVUL M., ABABI V., JEANRENAUD P. (1953): *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor triasice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Hăghimaş*. St. şi cercet. şt., Acad. RPR, VI/3-4, Iaşi

SAVUL M., BOTEZ Cornelia (1955): *Cercetări geochimice asupra calcareleor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. I. Calcarele şi dolomitele triasice din zona cristalino-mezozoică din regiunea Suceava*. St. şi Cercet. Şt., VI/ 1-2, Iaşi

SĂNDULESCU M. (1967): *La nappe de Hăghimaş- une nouvelle nappe de decollement dans les Carpathes Orientales*. Carp.-Balk. Geol. Assoc.,VII th Congress, 1, Belgrad

SĂNDULESCU M. (1968): *Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş*. D.S. Inst. Geol. Rom., LIII/3, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1969): *Structura geologică a părţii centrale a sinclinalului Hăghimaş*. D.S. Inst. Geol. Rom., LIV /3, Bucureşti

SĂNDULESCU M.(1972): *Consideraţii asupra posibilităţilor de corelare a structurii Carpaţilor Orientali şi Occidentali*. D.S. Inst. Geol., LVIIII/ 5, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1974): *Corelarea seriile mezozoice din sinclinalele Rarău şi Hăghimaş (Carpaţii Orientali)*. D.S. Inst. Geol. Rom., LX/5, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1975): *Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş (Carpaţii Orientali)*. An. Inst. Geol., XLV, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1976): *Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi a poziţiei tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al Văii Moldovei (Carpaţii Orientali)*. D.S. Inst. Geol. şi Geofiz., LXII/5, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1984): *Geotectonica României*. Ed. Tehnică, Bucureşti

SĂNDULESCU M. (1988): *Cenozoic Tectonic History of the Carpathians*. În: Royden L. H. şi Horváth F. (editori), The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir, 45.

SĂNDULESCU M. (1990): *Paleogeography of the Romanian Carpathians and Foreland*. În Rakus M., Dercourt J., Naim A. E. M. (editori), Evolution of the Northern margin

of Tethys. Mémoirs du Societe Géologique du France, Nouvelles Serie, 154, Paris

SĂNDULESCU M. (1994): *Overview on structure and evolution of the central and South-East Tethyan Chains*. Rom. Journ of Tectonics and Regional Geology, 75/2, Bucureşti

SĂNDULESCU M., BANDRABUR T., MUREŞAN M., VASILESCU Al. (1971): *Harta geologică a României scara 1/50.000, foaia Miercurea-Ciuc*. Inst. Geol. şi Geofiz., Bucureşti

SĂNDULESCU M., KRÄUTNER H.G., BALINTONI I., RUSSO-SĂNDULESCU M., MICU M. (1981): *The Structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramures Area)*. Guide Exc. B1, Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congr. Inst. Geol. Geophys., Bucuresti.

SĂNDULESCU M., MUREŞAN M., MUREŞAN Georgeta (1975): *Harta geologică a României scara 1/50.000, foaia Dămuc*. Inst. Geol. şi Geofiz., Bucureşti

SĂNDULESCU M., RUSSO-SĂNDULESCU Doina (1981): *The ophiolites of Rarău and Hăghimaş Syncline. Their structural position, age and geotectonic evolution*. D.S. Inst. Geol., vol. LXVI/5, Bucureşti

SĂNDULESCU M., VISARION M. (1979): *Considération sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie*. D.S. Inst. de Geol. şi Geofiz., LXIV/5, Bucureşti

SĂNDULESCU Jana (1969): *Contribuţii micropaleontologice la cunoaşterea Cretacicului din Sinclinalul Hăghimaş*. D.S. Inst. Geol. Rom., XXXIV / 2, Bucureşti

SCHLOENBACH U. (1868): *F. Herbich's Sendungen Jurassichen Petrefacten aus Siebenburgen*, Vesh. k.k. geo. R.A., 16, Wien

SCHMID S. M., BERNOULLI D., FÜGENSCHUH B., MAŢENCO L, SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K. (2008): *The Alps-Carpathians-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of the tectonic units*. Swiss Journal of Geosciences, 101

SCRUTTON A. (1982): *Dynamics of Passive Margins*. Geodynamics, Series 6, Boulder, Colorado

SIMIONESCU I. (1903): *Sur la présence du Verrucano dans les Carpathes Moldaves*. An. Sc. de l'Univ. de Jassy, II/3-4, Iaşi

STAMPFLI G. (2000): *Tethyan oceans*. Geological Society, London, Special Publications, v. 173

STAMPFLI G. M., BOREL G.D. (2002): *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*. Earth and Planetary Science Letters, 196.

STAMPFLI G. M., BOREL G. D., CAVAZZA W., MOSAR J., ZIEGLER P. A. (2001): *Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain* (IGCP Project 369), Episodes, v. 24, nr. 4

STAMPFLI G., MOSAR J., FAVRE P., PILLEVUIT A., VANNAY J.-C. (2001): *Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East-Mediterranean connection*. În: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-Soleau S. (editori) Peritethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, IGCP 369. Mémoirs du Muséum National d'Histoire Naturelle, v. 186Paris.

STAMPFLI G. M., von RAUMER J. F., BOREL G. D. (2002): *Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision*. În Martinez et al. (editori), Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement, Geological Society of America, Special paper 364

STĂNOIU I. (1967): *Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din regiunea Valea Tătarca-*

Valea Lucava (*partea de nord a sinclinalului Rarău*). D.S. Com. de Stat al Geol., 53/2, Bucureşti

STECKLER M.S., WATTS A.B. (1982): *Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic type Continental margins*. În „Dynamics of Passive Margins". Edited by Scrutton R.A., 6, Boulder, Colorado

SUESS E. (1858): *Brachiopoden der Stramberger Schichten*. Beitr. Zur Pal. Von Oest., Wien

ŞTEFĂNESCU M. (1969): *Geologia regiunii cuprinsă între Pârâul Negru şi izvoarele Văii Cârlibaba* (*Carpaţii Orientali*), D.S. Inst. Geol. Rom., LIV/3, Bucureşti

STRECKEISEN A. (1933): *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*. An. Inst. Geol. Roum., XVI, Bucureşti

STRECKEISEN A. (1940): *Le mésozoique de Tomeşti. Dép. de Ciuc-Carpathes Orientales*. C.R. des Séance, XXIV, Bucureşti

TISCHLER M., MAŢENCO L., FILIPESCU S., GRÖGER H. R., WETZEL A., FÜGENSCHUH B. (2008): *Tectonics and sedimentation during convergence of the ALCAPA and Tisza–Dacia continental blocks: the Pienide nappe emplacement and its foredeep (N. Romania)*. În: Siegesmund S., Fügenschuh B., Froitzheim N. (editori), Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. Geological Society, London, Special Publications, 298

TODERIŢĂ Valeria, PREDA I. (1978): *Gastropode neocretacice din Munţii Hăghimaş. Tulgheş*. An. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, geol.-geogr., IV, Piatra Neamţ

TURCULEŢ I. (1980): *Stratele cu acanthicum din M. Ghilcoş* (*Hăghimaş*): *o excepţională rezervaţie paleontologică*. An. Muz. Jud. Suceava, Şt. Nat., VI, Suceava

TURCULEŢ I. (1987): *Biostratigraphic data about Neotriasic white limestones associated to the diabases from the Rarău synclyne* (*Bucovina*). Anal. Muz. Jud. Suceava, seria Şt. Naturii, IX, Suceava

TURCULEŢ I. (1991): *Geological considerations on the ophiolites from Măcieş Hill* (*Rarău Syncline, Eastern Carpathians*). Acad. RSR, St. şi Cercet. de Geol.-Geofiz.-Geogr., seria Geol., Acad. Rom., 36, Bucureşti

TURCULEŢ I. (2000): *Aptihii din România*. Edit. Acad. Rom., Bucureşti

TURCULEŢ I. (2004): *Paleontologia Jurasicului şi Cretacicului din Rarău*. Edit. Junimea, Iaşi

TURCULEŢ I., GRASU C. (1965): *Asupra vârstei Strateleor cu Aptychus de la izvoarele Trotuşului*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. IIb, geol.-geogr., XI, Iaşi

TURCULEŢ I. (1967): *Asupra câtorva fosile triasic inferioare din M. Ciofronca* (*Hăghimaş*). Com. de Geol. SSNG, IV, Bucureşti

TURCULEŢ I., GRASU C. (1967): *Les Couches à Aptychus dans la partie centrale et septentrionale des Carpathes Orientales Roumaines*. Ann. Univ. et ARERS. V/4, Reims

TURCULEŢ I., GRASU C. (1968): *Observaţii geologice asupra Stratelor cu Aptychus din Regiunea Dămuc-Valea Rece*. Lucr. Staţ. „Stejarul", 1, Pângăraţi

TURCULEŢ I., GRASU C. (1968): *Contribuţii la studiul faunei cretacice din umplutura cuvetei Hăghimaş-Ciuc*. Bul. Soc. de Geol. din RSR, X, Bucureşti

TURCULEŢ I., GRASU C. (1969): *Asupra existenţei Stratelor cu Aptychus în regiunea Tulgheşului*. Lucr. Staţ. „Stejarul", 2, Pângăraţi

UHLIG V. (1889): *Vorlaufiger Bericht uber eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz*. (*Nordostliche Karpathen*). Sitzungsber. k. Akad. Wiss. in Wien, XCVII/1, Wien

UHLIG V. (1903): *Bau und Bild der Karpathen*, Wien

UHLIG V. (1904): *Uber die Klippen der Karpathen.* Congr. Geol. Int. C. R., IX, Sess., Wien

UHLIG V. (1907): *Uber die Tektonic der Karpathen.* Sitzungsber. k., Akad.Wiss., XVI, Wien

VADASZ E. (1915): *Geologische Beobachtungen im Perşany-und Naghy-Hăghimaş Gebirge* Jahresb. D. k. k. Ung.-Geol., R-A, Budapest

VINOGRADOV C. (1964): *Contribuţii la cunoaşterea fundamentului anticlinalului Zamura şi a magmatismului ofiolitic legat de Stratele de Sinaia.* Anal. Univ. Bucureşti, vol. XII/1, Bucureşti

VODA Al. (1980): *Bordura estică a zonei cristalino-mezozoice între Broşteni şi Bicaz (Carpaţii Orientali).* D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXV, Bucureşti

WISNIEWSKA M. (1932): *Les Rhynchonellides du Jurassique superieur de Pologne.* Paleont. Polonica, II/1, Varsovie

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

II. CADRUL FIZICO-GEOGRAFIC

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7. MUNŢII HĂŞMAŞ. AŞEZARE GEOGRAFICĂ ŞI LIMITE

În conformitate cu literatura geografică, Munţii Hăşmaşului se integrează după unii autori (Mihăilescu, 1963; Niculescu şi Oancea,1987) în grupa Carpaţilor Moldo-Transilvani, suprapuşi sectorului sudic al Sinclinalului Marginal Extern, situaţi, astfel, între lanţul munţilor vulcanici de la vest şi cel al flişului din est (fig. 7.1). Într-o altă viziune de regionare (Roşu, 1980) ce are în vedere, de fapt, acelaşi criteriu structural-geologic, Munţii Hăşmaşului se înscriu în zona mediană înaltă din cadrul Grupei Centrale a Carpaţilor Orientali, mărginită de Zona munţilor vulcanici în vest şi Zona munţilor flişului spre est.

Ei se extind între Valea Bistricioarei care-i separă de Munţii Bistriţei dinspre nord, şi Mihăileni-Valea Frumoasei spre sud, de unde se trece spre Munceii Ciucului; dispoziţia lor longitudinală atinge între cele două limite aproape 50 km.

Dacă în sud cristalino-mezozoicul de sinclinal dispare brusc sub învelişul flişului cretacic şi al formaţiunii vulcanogen-sedimentare, spre nord de Bistricioara, soclul cristalin se lărgeşte areal, suportând ultimele petice de sedimentar mezozoic, cu precădere dolomite triasice în Bâtca Arsurilor (1391 m), Piatra Comarnicului (1512 m) şi Măgura Hangului (1551 m), aparţinând însă Munţilor Bistriţei.

Spre est, limita lor cu treapta de relief joasă a Ceahlăului se face în lungul Pârâului Pintec, care continuă cu valea Jidanului până la gura Bistrei, de unde aceasta coboară la confluenţa Pârâului Gherman cu Bicazul. În continuare, Pârâul Dămucului şi Valea Rece cu afluentul său de dreapta, Pârâul Fagului, îi delimitează de Munţii Tarcăului, suprapuşi flişului cretacic-paleogen. De la confluenţa cu Valea Rece, limita dinspre est cu Munţii Ciucului o constituie cursul superior al Trotuşului, de unde, peste pasul Ghimeşului (1159 m), se trece în cursul transversal al Văii Frumoasa ce constituie terminaţia sudică a unităţii montane.

Între Frumoasa şi Sândominic, sinclinalul mezozoic se restrânge considerabil, lărgimea sa între cele două flancuri nedepăşind 5 km; pe acest traseu Munţii Hăşmaşului iau contact spre vest cu depresiunea joasă a Ciucului Superior al cărei şes se află la altitudini absolute de sub 900 m. De la Sândominic, Oltul superior desparte Munţii Hăşmaşului de Munţii Giurgeului, limită care avansează spre izvoarele Belcinei, pe la vest de pasul Pângăraţi (1256 m); pe secţiunea transversală Cheile Bicazului-Pasul Pângăraţi, Munţii Hăşmaşului ating lăţimea lor maximă de 15 km. De aici spre nord, aria montană a Hăşmaşului se reduce progresiv, limita cu Munţii Giurgeului trecând pe la vest de masivele dolomitice

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ale Licaşului (1674 m) şi Vithavaşului (1609 m), de unde se înscrie în lungul Pârâului Putna Întunecoasă până la confluenţa cu Bistricioara. În profilul Bistricioarei, între confluenţa cu Putna Întunecoasă de la vest şi apa Pintecului de la est, unitatea Munţilor Hăşmaş se reduce la o lăţime de numai 5-6 km, reeditând situaţia din extremitatea sudică.

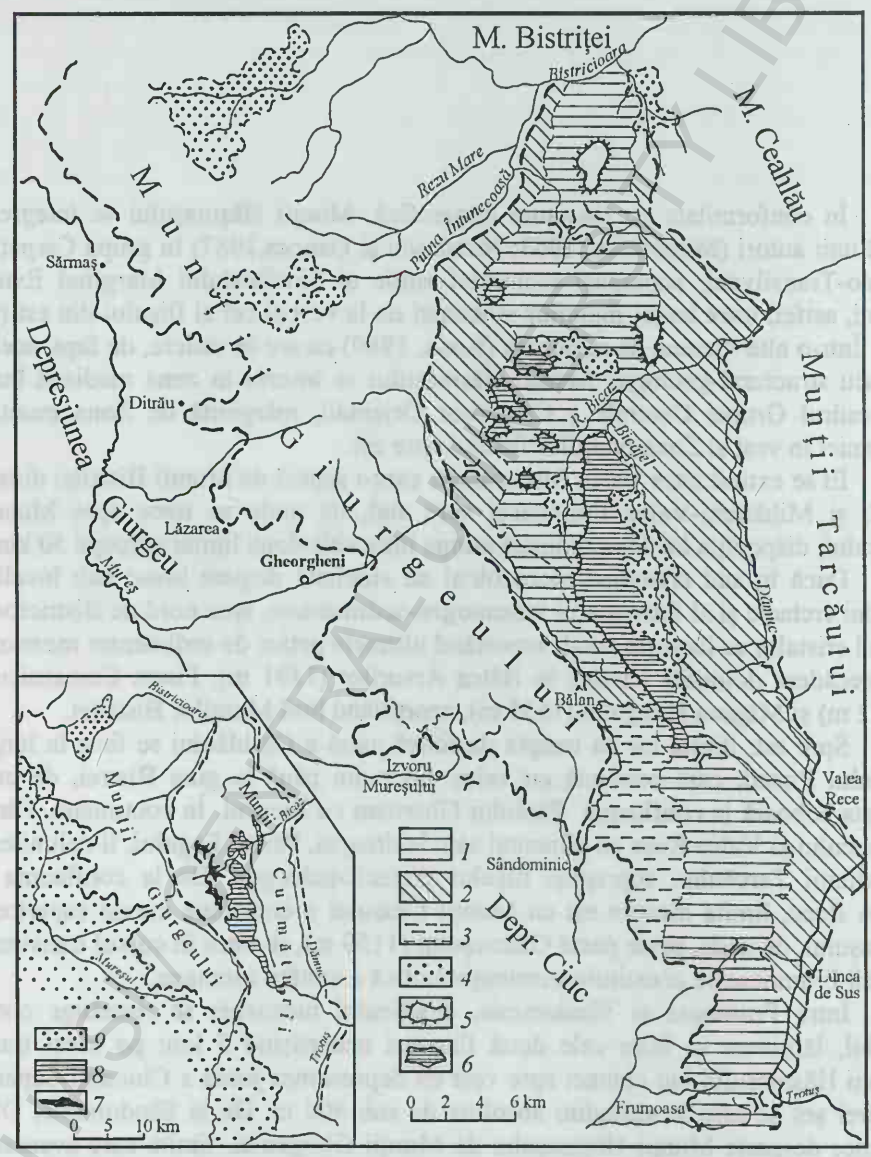


Fig. 7.1. Aşezarea geografică şi limitele Munţilor Hăşmaş (după Niculescu şi Oancea, 1987): *1* – treapta înaltă a reliefului (>1400 m); *2* – treapta joasă (1100-1300 m); *3* – treapta de racord cu Depresiunea Ciuc; *4* – depresiuni intramontane; *5* – martori de eroziune; *6* – masive calcaro-dolomitice şi măguri cu relief carstic; *7* – masive dolomitice triasice; *8* – masive calcaroase jurasico-urgoniene; *9* – depresiuni.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deşi cu înălţimi de peste 1500-1600 m, Munţii Hăşmaşului au un grad de fragmentare destul de ridicat, determinat atât de cauze tectonice, cât şi de ordin eroziv, ca urmare a contrastului dintre masele calcaroase ale seriei transilvane alohtone şi cele preponderent siliciclastice ale autohtonului bucovinic, încât traversarea lor dinspre Moldova spre depresiunile intramontane ale Ciucurilor şi Giurgeului se poate face peste numeroase şei şi pasuri, care obişnuit nu depăşesc altitudini mai mari de 1250 m. Sunt de reţinut în acest sens pasul Creanga sau Borsec la 1111 m altitudine, pasul Ditrău sau Tulgheş de pe Putna Întunecoasă (1025 m), Pasul Pângăraţi sau al Bicazului (1256 m), prin care se face legătura Staţiunii Lacu Roşu cu oraşul Gheorgheni şi pasul Ghimeş sau Frumoasa (1159 m) de la obârşia Trotuşului, cu legătură spre Miercurea Ciuc şi Tuşnad.

Dintre zonele joase în cadrul Masivului, prin care se traversează dintr-un bazin în altul pot fi menţionate: Şaua Fagului (1034 m) ce face trecerea din bazinul Dămucului în Valea Rece şi de aici în Trotuş, Valea Strâmbă (1005 m) de-a lungul căreia s-a construit calea ferată Adjud-Ghimeş-Ciceu, Pârâul Mâţului (1190 m) de-a lungul căruia s-a amenajat în ultimii ani drumul ce traversează Culmea Dămucului prin Pârâul Vetei din depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel, pasul Balajului (1078 m) prin care din Valea Jidanului se ajunge la Tulgheş prin Putna Întunecoasă. Alte posibilităţi de traversare a Hăşmaşului mai sunt cea din Valea Javardi, afluent de dreapta al Pârâului Valea Rece, pe la sud de Piatra Crăpată (1260 m) în valea Oltului, imediat la sud de Bălan şi, în fine, trecerea de la Izvorul Oltului (1223 m) în bazinul Belcina din Depresiunea Giurgeului şi de aici spre Gheorgheni şi Lacu Roşu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Aşa cum s-a menţionat încă de la început, informaţii şi date privind diversele aspecte care interesează Munţii Hăşmaşului sunt consemnate în numeroase lucrări, dar din punct de vedere al domeniilor la care ele fac referinţă, acestea sunt vădit inegale. Prima remarcă ce se impune din acest punct de vedere, atunci când ne propunem să refacem filmul cunoaşterii acestei regiuni montane, este disproporţia dintre studiile geologice, care sunt foarte numeroase, aşa cum s-a văzut deja, şi cele geografice, cu mult mai puţine.

Şi în cazul datelor de ordin geografic-fizic, se distinge mai întâi etapa observaţiilor de călătorie din primele decenii ale secolului al XIX-lea şi mai apoi etapa de început a cercetărilor de profil de la finele aceluiaşi secol şi prima jumătate a secolului al XX-lea, în cazul în care admitem că debutul studiilor geografice aparţine cercetătorilor geologi.

Dacă ne referim la Munţii Hăşmaşului, atunci începutul observaţiilor geografice, în special asupra reliefului, a fost făcut de Atanasiu (1928) în teza sa de doctorat, privind geologia sectorului nordic al regiunii şi de Băncilă (1941) pentru cel sudic. În aceeaşi perioadă, cercetări de factură strict geografică asupra Carpaţilor Orientali, vizând şi regiunile montane suprapuse zonei cristalino-mezozoice au întreprins Nordon (1931) şi Mayer (1932). În anul 1940, Mihăilescu se preocupă de geneza Lacului Roşu, după ce anterior, consideraţii similare făcuseră Herbich (1878) şi Vadasz (1915).

Etapa de după Al Doilea Război Mondial este una din cele mai fertile pentru cunoaşterea fizico-geografică a Carpaţilor Româneşti, în general, şi a regiunii Munţilor Hăşmaş în particular. Cea mai importantă sinteză, după monografia geografică a RPR din anul 1960, o reprezintă *Carpaţii Sud-Estici* a lui Mihăilescu (1963). Autorul lansează cu această ocazie o nouă regionare geografică a Carpaţilor Orientali după care Hăşmaşul este încadrat în grupa Carpaţilor Moldo-Transilvani, grupă ce cuprinde masivele vulcanice de la vest, Călimani-Gurghiu-Harghita, reprezentând ramura transilvană şi cei cristalino-mezozoici, Giurgeu-Hăşmaş-Ciuc de la est, ce constituie ramura moldovenească, separate de depresiunile intramontane Giurgeu şi Ciuc.

Dacă pentru întreaga ramură montană autorul păstrează numele de Munţii Hăşmaşului, pentru zona axială înaltă propune pe cel de Culmea Curmăturii. Pentru treapta mai joasă dinspre est, corespunzătoare flancului extern al zonei cristalino-mezozoice reţine denumirea de Culmea Tulgheş-Valea Rece. Autorul se opreşte

mai mult asupra morfogenezei, a legăturii reliefului cu elementele de ordin litologic şi structural şi aproape deloc asupra celorlalte componente ale complexului natural, fizico-geografic.

Anul 1960 reprezintă momentul din care încep să apară o serie de lucrări consacrate în exclusivitate Munţilor Hăşmaş, semnate de Bojoi, autor care şi-a finalizat cercetările prin sinteza din 1971, prezentată ca teză de doctorat. Autorul şi-a concentrat preocupările mai ales asupra geomorfologiei regiunii. Contribuţiile sale se referă la: rolul structurii şi litologiei asupra morfografiei zonei (1960); evaluarea depozitelor carstificabile din regiune şi analiza rolului carstogenic al factorilor externi, respectiv al climei, hidrografiei, învelişului de sol şi al vegetaţiei; rata de coroziune a depozitelor calcaroase din zonă şi ritmul carstogenezei (1970); rolul proceselor periglaciare în modelarea reliefului (1970); realizarea primei hărţi geomorfologice a Munţilor Hăşmaş şi a reliefului carstic (1968, 1971).

Trimiteri la zona montană a Hăşmaşului se fac şi în *Geografia Fizică a României* editată în anul 1980 de către Roşu. Într-un sistem personal de regionare geografică, Roşu încadrează Munţii Hăşmaşului în Grupa Centrală Înaltă a Carpaţilor Orientali. Analiza autorului se polarizează pe diferenţele de peisaj şi contrastele locale de relief introduse de structura şi litologia heterogenă a zonei cristalino-mezozoice. Se insistă asupra nivelelor de eroziune, dar mai ales asupra evoluţiei reţelei hidrografice din sectorul Cheilor Bicazului. Este preluată ideea emisă de Bojoi (1971) şi sugerată de fapt iniţial de Atanasiu (1929), după care reţeaua de văi din zona Cheilor a parcurs până la aspectul actual o fază de suprafaţă, epigenetică, până la îndepărtarea conglomeratelor postectonice, urmată apoi de o fază carstică, de adâncire în masa de calcare malm-urgoniană, etapă soldată în final cu prăbuşiri şi captări. Ca şi în sinteza lui Mihăilescu din 1963, lipsesc şi din această monografie informaţiile asupra celorlalte componente ale cadrului natural, respectiv elementele de ordin climatic, hidrografic, hidrogeologic, fito- şi pedogeografic.

În *Geografia României* editată de Academia Română şi anume în volumul III consacrat Carpaţilor Româneşti (1987), Niculescu şi Oancea au elaborat capitolul privitor la Munţii Giurgeului şi Munţii Hăşmaşului, ultimii reţinuţi de autori sub numele de Munţii Curmăturii.

Rămânând fideli concepţiei impuse de Mihăilescu, Niculescu şi Oancea includ Munţii Hăşmaşului în grupa Carpaţilor Moldo-Transilvani. În mod nejustificat, după părerea noastră, autorii extind numele de Curmătura, acordat culmii centrale înalte, întregului sistem montan dintre Bistricioara şi Frumoasa-Ciuc.

Sinteza încearcă să surprindă trăsăturile specifice acestei unităţi montane, dar datele nu depăşesc valoarea unor informaţii cu totul generale în care prezentarea reliefului carstic, a Cheilor Bicazului sau a Lacului Roşu se opreşte doar la aspectul lor turistic; singurele elemente noi sunt cele ce se referă la floră, vegetaţie şi soluri, cu citarea unor rarităţi endemice şi a rendzinelor, specifice regiunii.

Cum specificul Munţilor Hăşmaşului îl reprezintă marea extindere a dolomitelor triasice şi calcarelor malm-urgoniene, se înţelege că relieful carstic şi hidrogeologia zonei au fost două dintre obiectivele prioritare ale cercetării lor geografice.

Detaliile privind relieful carstic, inclusiv cartografierea lui, au preocupat, după cum am văzut, pe Bojoi (1968, 1970, 1971), în timp ce Ciaglic a adus importante contribuţii vizând hidrografia şi hidrogeologia zonei. Observaţiile, cartările şi măsurătorile autorului s-au făcut în jurul anului 1970, dar rezultatele au fost publicate abia în anul 2005.

Datele noi pe care le aduce Ciaglic, contribuind la întregirea imaginii fizico-geografice a acestei unităţi montane sunt următoarele: evaluarea densităţii reţelei hidrografice, cu stabilirea variaţiei acesteia în raport de natura substratului geologic; inventarierea şi cartarea izvoarelor cu măsurători de debite şi de temperatură; clasificarea izvoarelor în funcţie de formă, situaţia geologică şi geomorfologică, regimul hidrologic şi mărimea debitelor; diferenţierea izvoarelor carstice faţă de cele obişnuite după criteriul regimului termic şi cel hidrologic; stabilirea raioanelor hidrogeologice.

Lacu Roşu, element peisagistic de excepţie în ambianţa montană a Hăşmaşului, a atras de timpuriu atenţia cercetătorilor, atât geologi şi geografi, cât şi biologi. Problemele privind geneza lacului, ca şi evoluţia parametrilor limnimetrici au preocupat pe Herbich (1878), Vadasz (1915), Mihăilescu (1940), Dragoş (1957), Pişotă şi Năstase (1957) şi Preda (1967). Urmărirea procesului de colmatare a fost făcută de Bojoi (1968), iar a regimului hidrologic de către Ciaglic (2005). Foarte multe lucrări au fost consacrate de-a lungul timpului hidrobiologiei lacului, dar şi cunoaşterii macrofitelor lacustre (Dobrescu şi Ghenciu, 1970, 1971; Ghenciu, 1974; Ghenciu şi Cărăuşu, 1968, 1970, 1971, 1972; Zanoschi şi Porumb, 1979).

Multe din laturile cunoaşterii geografice a Munţilor Hăşmaşului se găsesc înserate într-o serie de lucrări în care referinţele autorilor sunt mai mult sau mai puţin detaliate, iar uneori doar informaţionale. Din această categorie sunt de amintit lucrări care fac trimiteri la aspectele de ordin climatic (Gugiuman et al., 1960), hidrografic (Ujvari, 1972), la relief în general sau relieful carstic în particular (David, 1949; Bleahu şi Rusu, 1965; Orghidan et al., 1965) sau la rolul proceselor periglaciare în morfogeneza unora dintre unităţile montane ale Carpaţilor Orientali (Morariu, 1965).

Este interesant de observat că după geologi, destul de interesaţi de regiunea Munţilor Hăşmaş au fost biologii botanişti care au abordat flora şi vegetaţia acestui masiv încă din prima parte a secolului al XIX-lea (Fronius, 1818, 1857; Schur, 1853; Janka, 1859), apoi prima jumătate a secolului al XX-lea (Pax, 1908; Guşuleac, 1932; Nyarady, 1937; Soo, 1940, 1944) şi cu precădere după Al Doilea Război Mondial (Papp et al., 1962; Puşcaru-Soroceanu et al., 1963, 1968; Dobrescu şi Ghenciu, 1970, 1971,1974; Horeanu, 1979; Gyorgy et al., 1985; Mititelu şi Nechita, 1992, 1993; Nechita şi Mititelu, 1996). Cea mai recentă sinteză privind flora şi vegetaţia masivului Hăşmaş a fost elaborată de către Nechita (2003), lucrare de doctorat în care, pe lângă un istoric detaliat al cercetărilor botanice din zonă şi o abordare aproape exhaustivă a problemelor specifice temei, se găsesc tratate şi chestiunile legate de statutul de rezervaţie şi de Parc Naţional al unei părţi din această zonă montană.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9. RELIEFUL

Trăsăturile morfologice ale unităţii montane a Hăşmaşului sunt de o heterogenitate impresionantă, impuse de o îndelungată evoluţie în timpul căreia a conlucrat factorul intern, structural-geologic, cu factorul extern, climatic.

Moştenind suita autohtonului bucovinic cu o litostratigrafie preponderent detritică, peste care s-a suprapus susccesiunea transilvană, exclusiv calcaroasă, se înţelege că evoluţia reliefului s-a înscris pe linia unor tendinţe care s-au accentuat permanent. Pe fondul celor două categorii de substrat structural-geologic distincte, una din tendinţe a fost continua „complicare" a aspectelor morfografice şi morfometrice, avînd drept consecinţă accentuarea contrastelor, până la faciesul morfologic al reliefului actual.

Deşi Munţii Hăşmaşului prezintă multe din caracterele majore ale Carpaţilor Orientali, ei au şi suficiente trăsături particulare care le conferă o personalitate geografică aparte. Printre ele, Niculescu şi Oancea (1987) menţionează: prezenţa pe toată lungimea lor a dolomitelor triasice şi a calcarelor în sectorul lor median, din care rezultă un relief relativ mai înalt (1600-1700 m), cu abrupturi şi vârfuri izolate, dar şi chei adânci spectaculare; prezenţa culmilor larg rotunjite cu altitudini de până la 1500 m, reflex al fundamentului cu roci cristaline; fragmentare longitudinală şi transversală destul de mare, în concordanţă cu configuraţia reţelei hidrografice şi mai ales cu a afluenţilor Bistriţei, care pătrund puternic spre vest; peisajul inedit al Cheilor Bicazului şi a Lacului Roşu cu şoseaua transcarpatică de peste pasul Pângăraţi şi cea din lungul Bistricioarei dinspre Borsec, întrunind valenţe turistice deosebite.

Utilizând numele de Munţii Hăşmaşului pentru întreaga unitate montană încadrată de lanţul vulcanic de la vest şi lanţul flişului dinspre est, Mihăilescu (1963) a rezervat termenul de Culmea Curmăturii numai pentru masivele de calcare central-axiale înalte, aparţinând seriei alohtone transilvane. Cu toate acestea, Niculescu şi Oancea (1987) au încercat să extindă denumirea de Munţii Curmăturii pentru întregul lanţ montan dintre Bistricioara şi Mihăileni-Valea Frumoasei, pe motiv că termenul de Hăşmaş implică deja sensul structural, aparţinând literaturii geologice.

Dar, după câte se ştie, toponimicul de Munţii Curmăturii n-a reuşit să se impună, încât utilizarea denumirii deja încetăţenite de Munţii Hăghimaşului sau ai Hăşmaşului rămâne valabilă, cu atât mai mult cu cât există o suprapunere evidentă între limitele sinclinalului mezozoic şi cele ale unităţii montane omonime.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9.1. Trăsăturile morfografice şi morfometrice

Elementele principale de relief ale Hăşmaşului sunt platourile înalte cu suprafeţe cvasi-orizontale sau slab înclinate, cum sunt ale Suhărzelului, Ghilcoşului, platoul în trepte al Hăşmaşului Negru, platoul fragmentat al Hăşmaşului Mare şi platoul cu înclinare sudică al Muntelui Fratele.

Curmăturile dau şi ele o notă aparte reliefului şi constituie o caracteristică specifică zonei axiale înalte. Aşa este curmătura largă şi adâncă Sacadat-Piatra Crăpată, şaua Stâna Curmătura, interpusă între Hăşmaşul Mare şi Fratele, dominată de Piatra Singuratică. Mai spre nord intervin curmătura cu aspect depresionar Poiana Albă, Ciofronca-Pârâul Sec, curmătura Jgheabul Rotund dintre Hăşmaşul Negru şi Ghilcoş, precum şi curmătura dintre Gilcoş şi Surduc.

Din punct de vedere morfometric, se distinge o zonă vestică, în care altitudinile mari se menţin în lungul masei dolomitice a flancului intern al sinclinalului, începând cu masivul Licaşului din nord (1675 m), care continuă spre sud cu Danturaşul (1625 m), Muntele Calului (1626 m) şi Ciofronca (1607 m); singur, masivul Suhardul Mare (1507 m) îşi datorează înălţimea gresiilor şi calcarogresiilor doggeriene din autohtonul bucovinic.

Al doilea aliniament de înălţimi dinspre est aparţine marilor lambouri calcaroase ale Pânzei de Hăşmaş care încep din zona Cheilor Bicazului cu Suhardul Mic (Suhărzel -1310 m), Bardosul (1289 m), Surducul (1128 m; foto 9.4), Ghilcoşul (=Ucigaşul - 1406 m; foto 9.4), Hăşmaşul Negru (1773 m), Telecul Mare (1698 m), Telecul Mic (1598 m), Hăşmaşul Mare, cu maximum de altitudine (1792 m) şi apoi Piatra Singuratică (1587 m), Masivul Fratele (1671 m), Piatra Crăpată (1463 m) şi Noşkolatul (1475 m).

Aspectul unitar al culmii înalte, orientată pe direcţie nord-sud, este accentuat de existenţa unor depresiuni intramontane care o flanchează atât spre est, cât şi spre vest. Depresiunile joase sunt în număr de trei: Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel, Depresiunea Pârâul Oii-Lacu Roşu şi Depresiunea Balan-Sândominic, ultima fiind, de fapt, un golf al depresiunii Ciucurilor. Forma lor alungită şi altitudinile mici (900-1000 m) în raport cu ale culmii centrale le conferă caracterul de unităţi depresionare joase. După Mihăilescu (1963), ele sunt depresiuni de contact litologic şi structural, primele două fiind grefate pe depozitele argilo-marno-ruditice ale wildflsch-ului cretacic, iar ultima pe soclul cristalin bucovinic al flancului intern al sinclinalului şi anume pe contactul tectonic dintre Grupul de Tulgheş, cu plasticitate mai mare, şi cel de Bretila-Rarău care include corpul granitoidelor de Hăşmaş mai competent litologic.

Amplasarea depresiunilor în lungul ambelor laturi ale culmii înalte prezintă nu numai o importanţă hidrologică, ci şi una hidrogeologică, constituind zone de colectare a apelor superficiale de pe versanţi, dar şi adevărate drenuri pentru stratele de apă subterană, aici având loc descărcarea prin izvoare a apelor carstice; liniile puternice de izvoare localizate la baza lor, cât şi pe versanţi demonstrează cu prisosinţă acest fapt.

Pe lângă culoarele joase, limitrofe, de pe laturile vestică şi estică, apare şi o

serie de culoare depresionare înalte în zona mediană a culmii centrale, la altitudini între 1200 şi 1500 m, care separă unele din masivele sale componente; asemenea este ulucul depresionar de la Poiana Albă, mica depresiune de la Gropile, din spatele Masivului Ghilcoş şi şaua de la Curmătura, situată între Hăşmaşul Mare şi Fratele. S-a dovedit că factorul eroziv a avut rolul principal în geneza lor, constituind, de fapt, ferestre şi semiferestre tectonice în care a fost adus la zi wildflysch-ul cretacic din autohtonul bucovinic.

Schiţarea principalelor trăsături ale reliefului acestei regiuni montane în timpul evoluţiei sale post-cretacice până la înfăţişarea actuală, a cunoscut influenţa determinantă a doi factori, litologia şi structura. Contrastele morfologice prin care se detaşează zona sunt o consecinţă directă a modului diferenţiat în care s-au comportat diversele tipuri de roci sub acţiunea proceselor de modelare subaeriană, dar şi a influenţei aranjamentului structural al acestora.

9.2. Relieful petrografic (Morfolitologia)

Principalele asociaţii petrografice cu valoare morfogenetică deosebită pentru sectorul montan al Hăşmaşului sunt, după Bojoi (1976), următoarele: şisturile cristaline, calcarele şi dolomitele, grezo-calcarele doggeriene, complexul argilo-grezo-ruditic al wildflysch-ului şi complexul conglomeratelor postectonice.

Relieful dezvoltat pe şisturi cristaline. Şisturile cristaline apar, după cum se ştie, atât pe flancul vestic, cât şi pe cel estic al zonei, fiind vorba de epimetamorfitele Grupului de Tulgheş şi mezometamorfitele Grupului de Bretila-Rarău. Petrografic, ele cuprind filite, şisturi cloritoase, sericitoase şi cuarţite, apoi amfibolite, micaşisturi, gnaise, diorite şi granodiorite gnaisice. Din punct de vedere altitudinal, relieful dezvoltat pe şisturi cristaline este cuprins între 800 şi 1400 m, iar structura lui este de culmi şi vârfuri insulare sub formă de scuturi larg bombate. Astfel apar culmile Mediaş-Pângăraţi, culmea de pe stânga Oltului superior sau Culmea Dămucului.

În contrast cu imaginea ştearsă a reliefului de culme, văile sunt foarte adânci şi cu versanţii înclinaţi puternic; ele au de obicei profil în „V" ascuţit, iar versanţii relativ uniformi şi cu înclinări cuprinse, în mod normal, între 15° şi 25°. Relieful dezvoltat pe Grupul de Bretila-Rarău, mezometamorfic, ce înglobează granitoidele de Hăşmaş, masive şi cu mult mai competente, cuprinde înălţimi ceva mai mari, cazul Vf. Atalag (1386 m), Vf. Fierarului (1160 m) şi Vf. Mare (1238 m); relieful de pe şisturile cristaline de pe cele două flancuri ale sinclinalului, constituie, aşadar, o unitate morfologică bine individualizată (fig. 9.1).

Relieful dezvoltat pe asociaţia petrografică doggeriană. Complexul petrografic aparţinând Jurasicului mediu are o răspândire apreciabilă în zona Lacului Roşu, unde reuşeşte să se impună în relief. Medio-jurasicul de aici ajunge la cca 200 m grosime şi este format din trei membri, inferior, median şi superior, cuprinzând o mare varietate de roci.

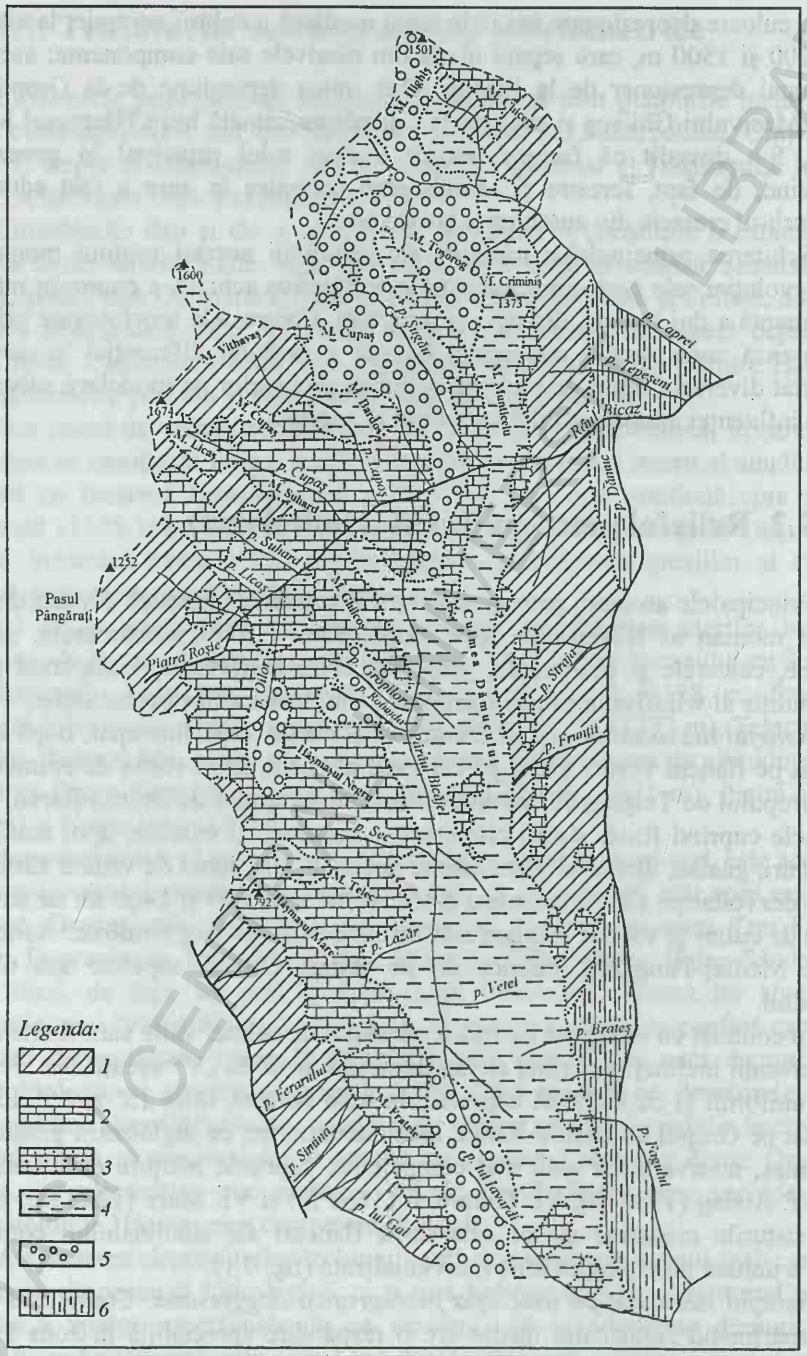


Fig. 9.1. Munţii Hăşmaş. Hartă morfolitologică (după Bojoi, 1976):
1 – relief grefat pe şisturi cristaline; *2* – relief grefat pe roci calcaro-dolomitice; *3* – relief dezvoltat pe calcaro-gresiile doggeriene; *4* – relief dezvoltat pe wildflysch; *5* – relief grefat pe Conglomeratele de Bârnadu; *6* – relief grefat pe argilo-marno-calcarele Formaţiunii cu *Aptychus* şi Flişul de Sinaia.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Studiul microfacial şi chimic (Grasu et al., 1995) a indicat participarea următoarelor tipuri petrografice: micrite şi microsparite cuarţsiltitice, biomicrite şi biomicrosparite cuarţsiltito-spongolitice, marne spongolitice, calcare spongolitice, spongolite calcaroase, sparite grezoase şi litarenite calcaroase.

Această variaţie mare este dată de ponderea silicei în cazul rocilor de natură spongolitică şi litarenitică şi a carbonaţilor în cel al micritelor şi biomicritelor, ambii compuşi urcând până la 80%, ceea ce conferă acestui complex o rezistenţă ridicată la eroziune.

Relieful dezvoltat pe asemenea roci prezintă forme cu profil conic de obicei, păstrează altitudini mari aşa cum este cazul Suhardului Mare (1507 m), iar versanţii prezintă înclinări accentuate de 20°-30°. Văile au secţiunea transversală în „V" ascuţit, iar profilul longitudinal prezintă dese rupturi de pantă, ca în cazul Pârâului Suhard.

Relieful dezvoltat pe ansamblul petrografic calcaro-dolomitic. Complexul calcaro-dolomitic formează unitatea morfologică cea mai caracteristică din întreaga zonă a Hăşmaşului. Suprafaţa ocupată de această asociaţie petrografică însumează peste 100 km^2 (Bojoi, 1976) însă nu apare ca o zonă unitară, ci sub forma a trei subzone de relief şi anume: o subzonă centrală, orientată longitudinal de la Suhărzel şi până la Piatra Crăpată, în care se păstrează cele mai mari înălţimi din regiune, iar masa de calcare se îngustează în dreptul curmăturilor, o subzonă estică corespunzător Culmii Dămuc-Criminiş-Chicera, unde dolomitele au o dezvoltare insulară şi, în fine, o subzonă vestică cu masive dolomitice continue, cum sunt Licaşul, Danturaşul, Muntele Calului şi Ciofronca; acesta este, de fapt, relieful care poartă toată zestrea carstică a Hăşmaşului.

Relieful dezvoltat pe complexul de wildflysch cretacic. Wildflysch-ul cretacic prezintă o petrografie de o variaţie impresionantă. Săndulescu (1975) a separat în el două litofaciesuri, unul tipic de wildflysch, al argilelor cu blocuri şi unul paratipic, cu caractere evidente de fliş. În coloană, ele alternează ca poziţie, iar ca areal se pot substitui unul pe altul.

Litofaciesul tipic prezintă o masă fundamentală argiloasă fără stratificaţie, cu intercalaţii de conglomerate tilloide, conglomerate polimictice, brecii şi microbrecii. Această masă argiloasă înglobează olistolite numite şi klippe exotice, care sunt constituite din şisturi cristaline, dolomite triasice, calcare tithonic-neocomiene şi urgoniene, bazalte amigdaloide, argile roşii, gresii, jaspuri şi radio-larite, calcare sideritice manganifere, cinerite bazice toate tipurile de roci medio-jurasice ş.a.

Litofaciesul paratipic flişoid sugerează o sedimentare mai liniştită, normală şi cuprinde: marne şi argile stratificate, gresii calcaroase diaclazate, gresii muscovitice cu fragmente de plante carbonificate, brecii şi conglomerate calcaroase sau polimictice, bine stratificate. Wildflysch-ul tipic înglobează şi klippele sedimentare din care peste 50% sunt calcare provenind din Pânza de Hăşmaş sub formă de blocuri de la 15-20 m^3 până la mici masive de calcare de peste 10.000 m^3 (Săndulescu, 1975); ele sunt rezultatul unor procese de alunecare submarină, de tip *slide,* aşa cum am mai menţionat deja.

Pe seama acestui complex litologic (foto 9.10) a evoluat vatra depresiunilor

Trei Fântâni-Bicăjel (foto 9.1, 9.2), Bardos-Bârnad, unele curmături adânci cum sunt cele dintre Suhărzel şi Suhardul Mare (Poiana lui Ţifrea), dintre Ghilcoş şi Surduc (curmătura Lacu Roşu), dintre Hăşmaşul Mare şi Fratele (Stâna Curmătura; foto 9.8). Este interesant că aceste depozite nu formează mantale deluviale groase din cauza permeabilităţii ridicate, iar ca rezistenţă la eroziune se află la antipodul formaţiunilor calcaro-dolomitice.

Relieful dezvoltat pe conglomeratele postectonice. Conglomeratele de Bârnadu, vraconian-cenomaniene au fost separate de către Săndulescu (1975) şi aflorează pe suprafeţe mari la nord de Cheile Bicazului şi în bazinul Bicăjelului. La alcătuirea lor participă atât conglomerate, cât şi gresii, ultimele însă cu totul subordonat. Ele remaniază atât elemente din seria bucovinică, cât şi din Pânza de Hăşmaş, respectiv cristalin, dolomite triasice, jaspuri, diabaze şi bazalte vacuolare, calcare medio-jurasice, marne şi calcare din Formaţiunea cu *Aptychus*, dar şi toate tipurile de calcare din suita kimmeridgian-urgoniană a seriei alohtone transilvane.

Ele sunt în general calcaroase, dar intervin şi varietăţi polimictice, când înglobează klippe exotice, mai ales calcare din Pânza de Hăşmaş pe care o acoperă transgresiv. Din această categorie, Săndulescu (1975) semnalează în zonele Criminiş şi Munticelu blocuri de calcare jurasic-neocomiene şi urgoniene care au de la 200 m^3 până la 50.000 m^3.

Conglomeratele respective au favorizat modelarea unor forme de relief cu linii destul de îndrăzneţe, respectiv culmi longitudinale de eroziune selectivă, cu pante de 20°-30°, detaşate de depozitele mai moi sau vârfuri şi măguri cu profil conic; este cazul Ciurgăului (1412 m), Lapoşului (1448 m), Toşorogului (1436 m) şi Hăghieşului (1505 m).

Văile săpate în conglomerate au obişnuit un profil în „V" cum este Valea Bicazului în aval de Cheile Mari, unde conglomeratele descriu câteva anticlinale şi sinclinale destul de largi. Ca procese actuale, în zonele de relief grefate pe conglomerate predomină eroziunea chimică, curgerile de grohotişuri şi surpările în zonele de abrupturi (Rădoane şi Rădoane, 1986).

9.3. Relieful structural (Morfostructura)

Din punct de vedere structural, zona s-a definitivat, în mare, după punerea în loc a Pânzei de Hăşmaş, proces petrecut în tectogeneza austrică din vremea Albianului. Mişcările tectonice post-mezocretacice au complicat şi mai mult structura de amănunt a acestei zone montane. În timpul acestora, compartimentul rigid, calcaro-dolomitic a suportat intense fracturări şi încălecări locale, rezultând o structură în solzi cu vergenţă vestică.

Influenţa elementelor structurale asupra morfogenezei zonei este cea mai pregnantă, aşa cum am mai subliniat, în cazul ariei calcaro-dolomitice. Formele de relief impuse aici de elementele structurale sunt, după Bojoi (1976), următoarele (fig. 9.2): relieful frunţii Pânzei de Hăşmaş, platourile structurale, relieful de fereastră şi semifereastră tectonică, abrupturile structurale şi relieful de *klippe*.

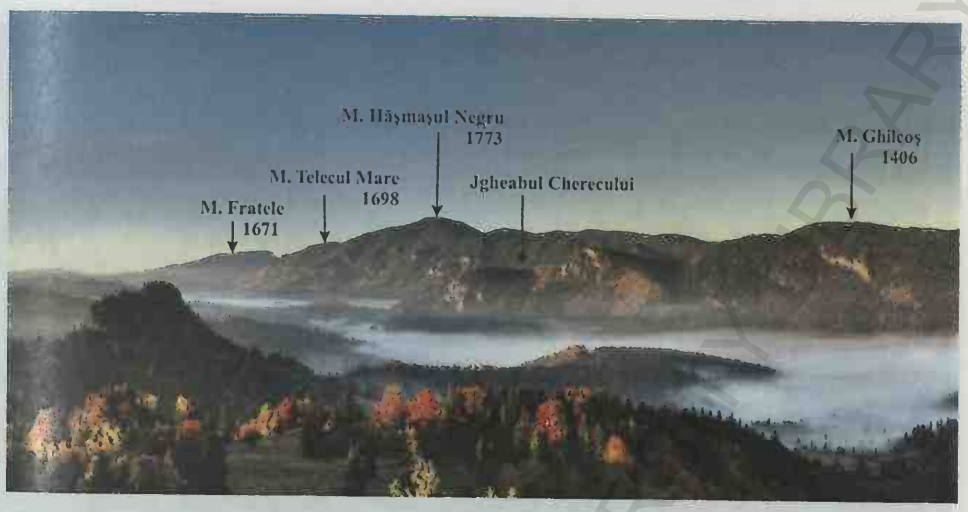


Foto 9.1. Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel văzută de pe „Creasta" Dămucului; în ultimul plan şirul masivelor calcaroase cu abruptul estic constituind fruntea Pânzei de Hăşmaş.

Foto 9.2. Depresiunea Trei Fântâni- Bicăjel văzută de pe Pârâul Vetei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 9.3. Vedere spre Chei din Muntele Lapoş; situl swiderian situat în culoarul morfologic dintre Muntele Lapoş şi Muntele Bardos, un vechi curs al Lapoşului care se vărsa în Şugău: W – wildflysch.

Foto 9.4. Lambourile de acoperire Surduc şi Ghilcoş văzute de pe Suhardul Mic: W – wildflysch-ul de sub Masivul Ghilcoş şi curmătura dintre Ghilcoş şi Surduc.

Foto 9.5. Abruptul sud-vestic al Suhardului Mic văzut dinspre Masivul Ghilcoşului: W – wildflysch cretacic; *T* – calcare de Stramberg (Tithonic); *N* – calcare cu stratificaţie (Neocomian); *U* – calcare urgoniene.

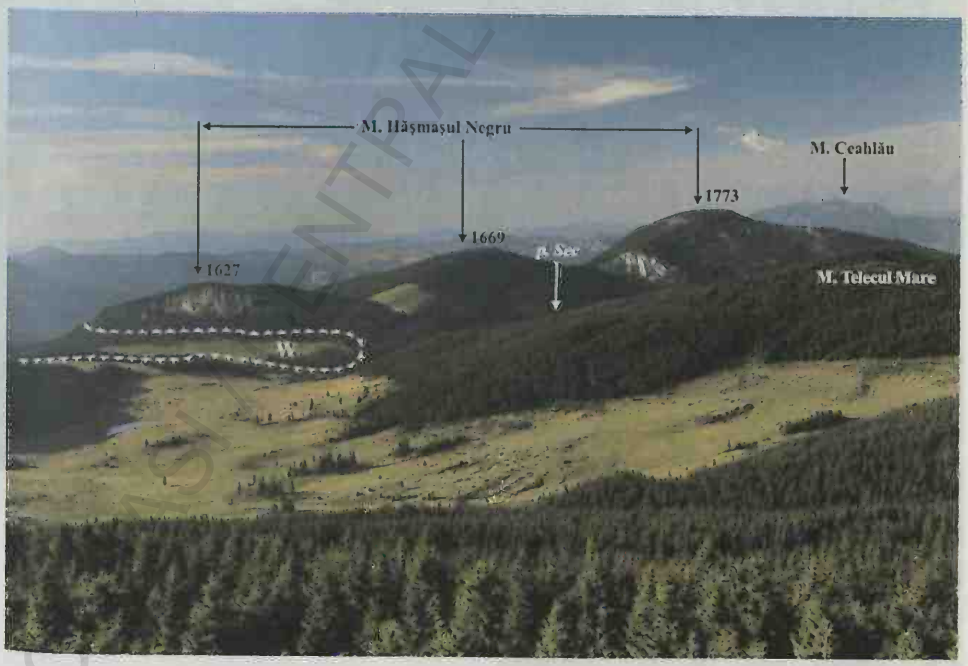


Foto 9.6. Abruptul sudic al Hăşmaşului Negru şi semifereastra tectonică de la Poiana Albă cu wildflysch care conţine resturi ale Formaţiunii de Werfen.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

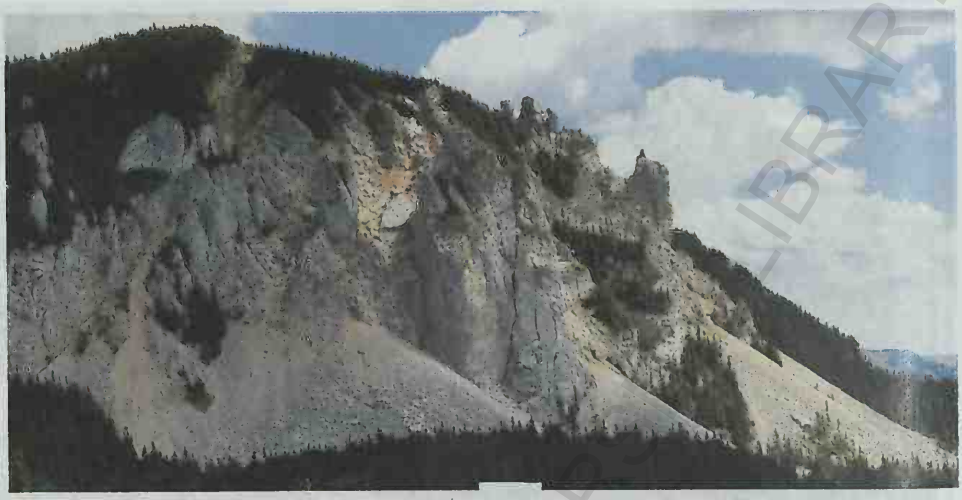


Foto 9.7. Trena de grohotişuri actuale, active din abruptul vestic al Masivului Fratele.

Foto 9.8. Şaua Stâna Curmătura dintre Hăşmaşul Mare şi Masivul Fratele unde Piatra Singuratică tronează în aria de wildflysch (W).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 9.9. Fereastra tectonică de la Gropile, din spatele Ghilcoşului; se observă haldele vechilor galerii săpate în calcare malm-neocomiene.

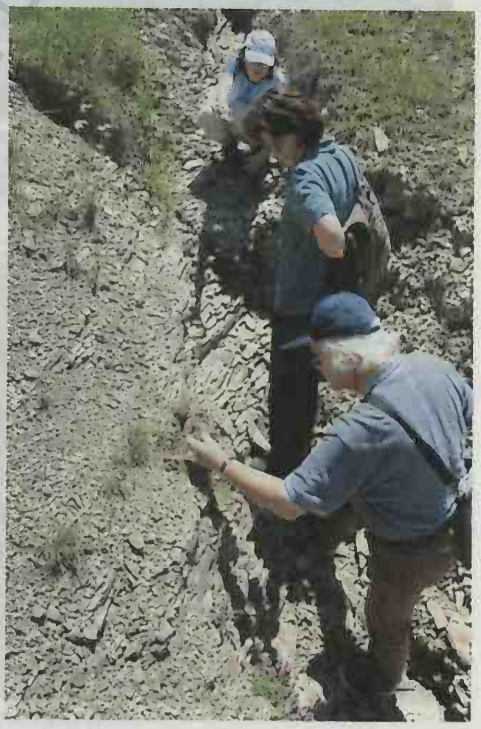


Foto 9.10. Afloriment în wildflysch-ul paratipic din Valea Bicăjelului, în amonte de intrarea în Cheile Bicazului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 9.11. Abruptul nordic al Masivului Ghilcoş având în bază Formaţiunea cu *acanthicum* (FA).

Foto 9.12. Afloriment cu amoniţi în calcarele Formaţiunii cu *acanthicum* din abruptul nordic al Muntelui Ghilcoş.

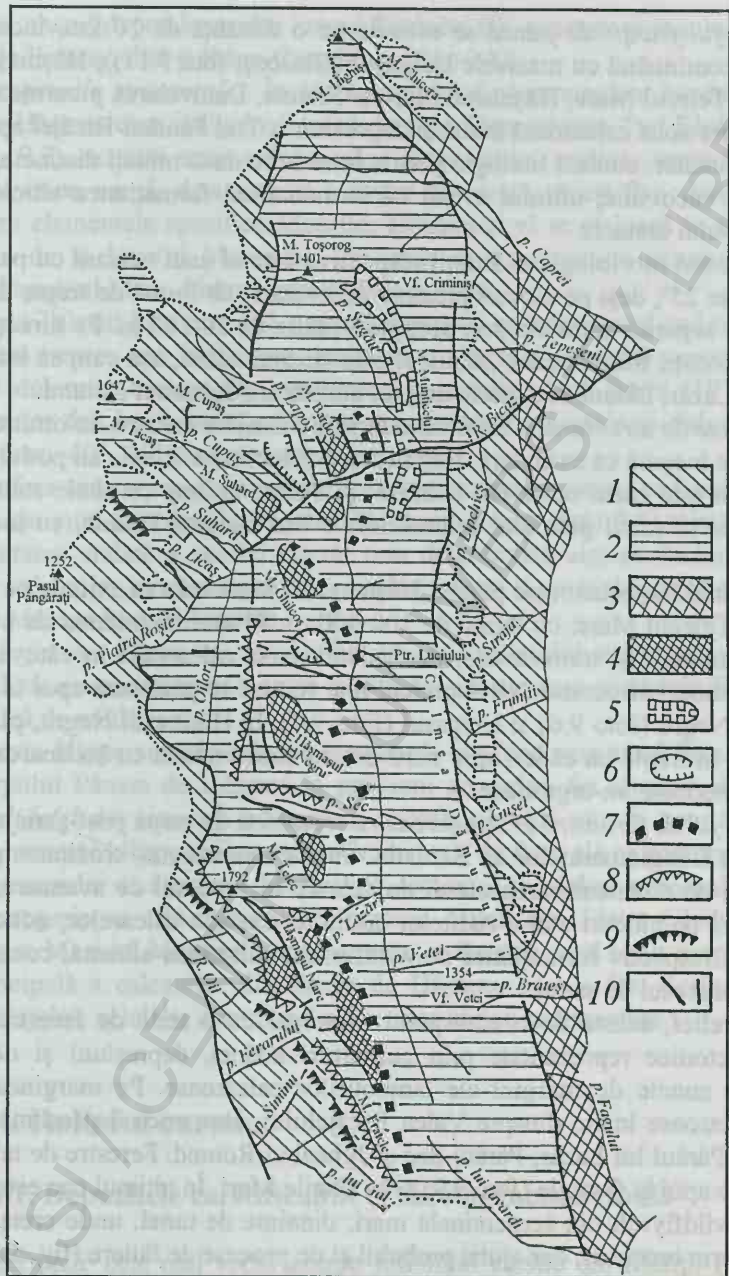


Fig. 9.2. Munţii Hăşmaş. Harta morfostructurală (după Bojoi, 1976):
1 – unitatea morfostructurală a şisturilor cristaline; *2* – sedimentarul mezozoic bucovinic şi al Pânzei de Hăşmaş; *3* – unitatea morfostructurală a Formaţiunii cu *Aptychus* şi a flişului de Sinaia; *4* – platouri structurale; *5* – relief de klippe; *6* – depresiuni şi ferestre tectonice; *7* – fruntea Pânzei de Hăşmaş; *8* – cueste dezvoltate pe calcare malm-urgoniene; *9* – cueste dezvoltate pe dolomite triasice; *10* – falii cu expunere în relief.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Relieful frunţii de pânză se extinde pe o distanţă de 20 km, începând din Surduc şi continuând cu masivele Ucigaşul (Ghilcoş; foto 9.11)), Hăşmaşul Negru (foto 9.6), Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Fratele. Denivelarea puternică, de 400-600 m, dintre zona calcaroasă înaltă şi depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel apare astfel cu dublu caracter: contact litologic şi structural între două unităţi distincte, pânza şi autohtonul bucovinic, ultimul având ca termen final formaţiunea siliciclastică a wildflysch-ului cretacic.

Aspectul morfologic al frunţii respective este al unui versant cu panta generală de peste 25°, deşi pe alocuri prezintă denivelări sub formă de trepte de dezvoltare locală, separate între ele prin abrupturi înalte de 50-100 m. Pe direcţia principalelor dislocaţii transversale, „fruntea! este ştirbită adânc, aşa cum se întâmplă pe Pârâul lui Lazăr, Pârâul Sec sau în dreptul curmăturii Jgheabul Rotund.

Platourile structurale. Sunt caracteristice zonelor calcaro-dolomitice; suprafaţa lor este inegală ca extindere, fragmentare şi înclinare. Unele au podul cvasiorizontal, cum este cazul celor din Suhărzel şi Telec, în timp ce altele sunt puternic înclinate, ca în cazul platoului central-nordic din masivul Fratele, cu înclinări de 20-30°.

Cel mai important este platoul Hăşmaşului Mare care se extinde pe cca 2 km până spre Telecul Mare, cu lăţimi de 300-400 m. El este fragmentat de numeroase falii longitudinale şi transversale, denivelând masa calcaroasă în câteva compartimente. Platouri structurale cu suprafeţe mai reduse se păstrează apoi în masivele Hăşmaşul Negru (foto 9.6) şi Ucigaşul (foto 9.4). În Hăşmaşul Negru, platoul este fragmentat în trepte cu căderi spre nord-est, în conformitate cu înclinarea stratelor de calcare neocomian-urgoniene.

Relieful de fereastră şi semifereastră tectonică. În etapa post-şariajului, după acumularea Conglomeratelor de Bârnadu vraco-cenomaniene, eroziunea puternică, facilitată şi de dezmembrarea masei de calcare în procesul de avansare, a dus la îndepărtarea pe alocuri atât a ruditelor amintite, cât şi a calcarelor, aducând la zi autohtonul, respectiv formaţiunea de wildflysch, barremian-albiană, contemporană parţial cu procesul de şariaj.

Ca relief, aceste zone corespund în actual cu o serie de ferestre şi semiferestre tectonice reprezentate prin curmături adânci, depresiuni şi depresiuni-golfuri, pe zonele de margini ale lambourilor calcaroase. Pe marginea estică a culmii calcaroase înalte dinspre Valea Bicăjelului, asemenea depresiuni-golf sunt cele de pe Pârâul lui Lazăr, Pârâul Sec şi Jgheabul Rotund. Ferestre de talie redusă se întâlnesc apoi la Gropile (foto 9.9) şi în Cheile Mari. În ultimul caz este vorba de insula de wildflysch din serpentinele mari, dinainte de tunel, unde cretacicul este adus la zi prin eroziune, dar ajutat probabil şi de procese de faliere (fig. 5.5).

Se pare că în categoria semiferestrelor trebuie încadrate şi reliefurile joase, cu apariţia wildflysch-ului de sub lambourile de calcare ale pânzei transilvane de Hăşmaş, aşa cum este semifereastra din zona fostei cabane „Cheile Bicazului", situată între Piatra Bardosului şi Cupaş (fig. 4.3), cea dintre Suhardul Mic şi Suhardul Mare şi dintre Ucigaşul şi Surduc (foto 9.4); în aceeaşi categorie trebuie

încadrat şi ulucul depresionar din lungul Pârâului Oii, precum şi micile depresiuni înalte de la Poiana Albă şi Stâna-Curmătura (foto 9.8).

Abrupturile structurale. În afara abruptului corespunzător bordurii estice a Pânzei de Hăşmaş care individualizează, în fapt, Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel (foto 9.1, 9.2), aceeaşi serie calcaroasă dinspre latura vestică, respectiv bazinul Oltului superior, are de data aceasta caracter de cuestă. Acest flanc vestic conferă unul dintre elementele specifice Munţilor Hăşmaş şi el se etalează în toată splendoarea lui de la Izvorul Mureşului, de unde se recunosc cu uşurinţă, masivul Fratele, Hăşmaşul Mare, Piatra Roşie şi Telecul Mic.

De la Telecul Mic spre sud, această cuestă cu orientare nord-sud se dublează, având două trepte, una în calcare, înaltă şi o alta mai coborâtă corespunzătoare benzii de dolomite triasice din autohtonul bucovinic; după Bojoi (1976), ele au chiar caracter de „hogh-back", abruptul lor retezând calcarele şi dolomitele care înclină aici cu 40°- 45°, dinspre vest spre est.

În afara acestor cueste orientate spre vest, există şi cueste cu faţada orientată spre sud, aşa cum este cazul celei din Hăşmaşul Negru (foto 9.6) tăiată de Pârâul Sec; orientarea sudică a acestei cueste este determinată aici de înclinările nord-estice ale calcarelor jurasic-urgoniene. Acelaşi aspect îl au şi abrupturile sudice ale Telecului Mare şi Pietrei Rotunde.

Relieful de „klippe" tectonice. În categoria reliefului morfostructural, Bojoi 1976) include şi apariţia unor masive calcaroase izolate care plutesc în formaţiunea siliciclastică de wildflysch.

Aceste klippe sunt de origine tectronică, ele fiind rezultatul fie al dezmembrării corpului Pânzei de Hăşmaş în procesul de şariaj, fie al unor alunecări de blocuri (*slide/glide*) sincrone acumulării wildflysch-ului, caz în care Săndulescu (1975) le numeşte klippe sedimentare. Credem că, de fapt, ele se păstrează în relief datorită procesului de eroziune diferenţială, tectonica fiind doar procesul primar. În această categorie se află masivele calcaroase Munticelu, Piatra Glodului, Piatra Luciului ş.a. Masivul Munticelu, de exemplu, a făcut în mod sigur corp comun cu masa principală a calcarelor din Pânza de Hăşmaş, care a fost dezmembrată în timpul şariajului; celelalte corespund sigur unor klippe sedimentare.

9.4. Relieful carstic

9.4.1. Depozitele carstificabile şi carstogeneza actuală

Referinţele cele mai vechi asupra reliefului carstic din Munţii Hăşmaşului aparţin lui Mayer (1932) şi Popp (1941). Carstul din această zonă a fost studiat în detaliu, însă, de către Bojoi (1968, 1970, 1971), iar destul de recent de Ciaglic (2005) după date şi observaţii efectuate de autor prin deceniul opt al secolului trecut.

După cum se ştie, procesul de carstificare se produce pe fondul a doi factori decisivi, respectiv roca şi climatul. Rocile supuse procesului de carstificare sunt,

cel mai adesea, dolomitele şi calcarele. Amploarea procesului variază în funcţie de compoziţia lor chimică şi mineralogică, de porozitate, de gradul de fragmentare tectonică, de gradul de fisurare şi de permeabilitate.

Din punct de vedere mineralogic şi chimic, conţinutul ridicat în carbonaţi al calcarelor şi dolomitelor prezintă o premiză favorabilă dezvoltării carstului, comparativ cu situaţia creşterii conţinutului lor în material alogen, insolubil.

Apele de suprafaţă şi subterane constituie, de asemenea, o latură importantă a mecanismului de carstogeneză. Influenţa lor se manifestă prin mărimea şi repartiţia debitelor în timpul anului, volumul scurgerii, temperatură, fenomenele de iarnă, toate impunând un anume regim al coroziunii depozitelor carbonatice.

În Hăşmaş, depozitele carstificabile sunt în mod firesc dolomitele triasice din autohtonul bucovinic şi calcarele kimmeridgian-urgoniene ale seriei alohtone transilvane. Disponibilitatea faţă de procesul de carstificare depinde însă, în mod firesc, de raportul *carbonaţi:aport terigen siliciclastic*, motiv pentru care vom face asupra lor câteva aprecieri de ordin chimic şi mineralogic. Triasicul cuprinde calcarele campiliene în plăci cu aşa-zisa faună de Azodu Mare (Atanasiu, 1928), urmate de nivelul dolomitelor litate şi apoi dolomitele masive, anisiene. Campilianul calcaros ajunge la 30-35 m grosime. Studiul chimic şi mineralogic al Campilianului arată că avem de a face, din punct de evedere microfacial, cu micrite, sparite şi microsparite cuarţsiltito-sericitice în care reziduul insolubil se ridică la valori de 2-25%, restul revenind carbonaţilor.

Dolomitele litate, groase de 40-50 m, se caracterizează printr-un reziduu insolubil destul de redus, între 1,5 şi 7%, ceea ce dovedeşte natura lor pronunţat calcaro-dolomitică; dolomitele masive anisiene, cu grosimi între 150-200 m, sunt, din punct de vedere microfacial, dolomicrite, iar din punct de vedere chimic, dolomite şi dolomite calcaroase. Şi în cazul dolomitelor masive, reziduul insolubil echivalent materialului epiclastic, extrabazinal, prezintă valori foarte mici, de la 0,8% la 3,59%, indicând, de fapt, nişte dolomite calcaroase aproape pure.

Stiva Pânzei de Hăşmaş are în bază Formaţiunea cu *acanthicum* (Kimmeridgian-Tithonic inferior), care include trei unităţi şi anume: una de calcare nodulare roşii, una de calcare cenuşii-verzui şi una de aşa-zise gresii pelitoidale la partea superioară. Cumulează în total până la 40 m grosime. Microfacial, acestea cuprind biomicrite, biopelsparite şi biopelmicrite cuarţsiltitice în primele două unităţi, în timp ce, cea de a treia corespunde unor calcare grezoase şi cuarţsiltitice uşor argiloase, în care materialul pelitic urcă până la 15%; în general, adaosul alogen din aceste calcare se cuprinde între 14% şi 21%.

Calcarele de Stramberg tithonice care urmează în continuitate de sedimentare variază ca grosime între 200 şi 300 m. În ele au fost descrise aproape toate varietăţile petrografice, de la cele cu aspect calcilutitic şi calcarenitic până la calcirudite. Microfacial, au fost evidenţiate tipuri biomicritice, biopelsparitice sau biooopelsparitice şi chiar intrasparite, intramicrite, intrabiosparite şi intrabiomicrite.

Chimic, analizele au arătat conţinuturi în carbonaţi cu valori foarte ridicate, între 91 şi 99%. Scăderi ale valorii carbonaţilor până la 91% sunt foarte rare, 94% din cele 50 de probele analizate au dat valori de peste 95% $CaCO_3$. Aşadar, Calca-

rele de Stramberg sunt roci carbonatice pure, ceea ce arată că aspectul ruditic, arenitic sau lutitic, derivă din prelucrarea unui material calcaros de aceeaşi sursă recifală, aporturile terigene, fiind, practic, inexistente.

Neocomianul apare în două faciesuri, unul pelagic cu calcare pelitomorfe şi marne cu amoniţi şi tintinnide şi altul neritic-recifal cu *Leviathania*. Cuprinde, din punct de vedere petrografic, micrite şi biomicrite cuarţsiltitice şi chiar biopelmicrite argiloase. Caracterul lui mai argilos şi chiar marnos este indicat de analizele chimice: au conţinuturi în carbonaţi între 60 şi 95%, în timp ce reziduul insolubil este format din argilă şi cuarţ siltic, în procente de 4 până la 38% (Grasu et al., 1995).

Calcarele urgoniene, barremian-apţian inferioare, reprezintă ultimul termen stratigrafic din suita transilvană alohtonă şi ajung la cca 200 m grosime. Sunt calcare recifale şi, din punct de vedere microfacial, cuprind: biomicrite, biopelsparite, biooopelsparite, multe din ele cu caracter intraclastic. Conţinutul lor în material epiclastic este foarte scăzut, între 0,28% şi 1,85%, indicând nişte calcare aproape pure.

În aprecierea intensităţii actuale a carstogenezei din zona Hăşmaşului, Bojoi (1970, 1971) a plecat de la premiza că între coroziune şi carstificare există o proporţionalitate directă; unui anumit ritm al ablaţiunii, al spălării rocilor carbonatice, îi corespunde o anumită viteză de carstificare. În ideea unei asemenea investigaţii, autorul a efectuat analiza apei unor râuri şi izvoare, determinând concentraţia acestora în calciu şi magneziu.

Valorile concentraţiei în Ca^{++} şi Mg^{++} ale apei în cele 9 surse cercetate i-au permis autorului o serie de concluzii, printre care reţinem :

- în cazul tuturor surselor de apă, concentraţia de Ca^{++} depăşeşte conţinutul în Mg^{++}; diferenţa reflectă fidel raportul dintre cei doi componenţi chimici din masa rocilor care constituie zona de alimentare a izvoarelor;
- concentraţia maximă de Ca^{++} (95,55 mg/l) caracterizează Izvorul Paleu de pe Pârâul Oii; izvorul respectiv străbate gresiile calcaroase intercalate formaţiunii de wildflysch; reiese de aici că procesul de dizolvare este mai puternic în cazul depozitelor detritice în raport cu calcarele organogene; din cadrul izvoarelor care străbat masa de calcare malm-urgoniene, concentraţia cea mai mare o are Izvorul Şugău (81,03 mg/l);
- travertinuri se depun numai în zonele de emergenţă ale izvoarelor Paleu şi Şugău; din această situaţie se deduce faptul că procesul de precipitare a tufurilor calcaroase în condiţiile actuale nu are loc decât de la concentraţii în carbonaţi de peste 75 mg/l ;
- concentraţia de Ca^{++} şi Mg^{++} variază pe parcursul anului; în cazul izvoarelor Melekviz şi izbucului de la ieşirea Bicazului din Cheile Mari, coeficienţii de variaţie ai conţinutului de Ca^{++} au valori destul de scăzute, între 5,61 şi 7,3 mg/l; izvoarele respective au alimentare carstică şi traseu subteran, de unde şi condiţii de dizolvare constante, cu păstrarea caracteristicilor fizico-chimice ale apei; după datele lui Bojoi (1970), multe din izvoare prezintă un coeficient de variaţie a conţinutului în Ca^{++} destul de ridicat (18-27 mg/l), ceea ce reprezintă după el, o

consecinţă a alimentării lor prin infiltraţii dinspre suprafaţă, chiar în zona lor de emergenţă; există şi izvoare cu valori intermediare ale coeficientului de variaţie a conţinutului în Ca şi Mg (10-13 mg/l), cum ar fi Trei Fântâni, Şugău, Paleu ş.a. despre care se crede că ar fi influenţate într-o mai mare măsură de schimbările condiţiilor climatice şi hidrologice de la suprafaţă.

Plecând de la aceste concentraţii, dar şi de la valorile scurgerii medii, s-a putut face, prin aplicarea unei formule a lui Corbel (1957), o evaluare cantitativă a ablaţiei actuale a reliefului calcaros, exprimată în cm/1000 ani. Pe baza analizelor lunare a apei câtorva râuri şi izvoare din zonă, efectuate din noiembrie 1966 şi până în martie 1968, Bojoi (1970; 1971) a ajuns la o serie de valori prin care s-a putut estima viteza de carstificare a calcarelor din zonă (tabel 9.1).

Tabelul 9.1. **Viteza de carstificare a calcarelor şi dolomitelor din zona Cheile Bicazului-Hăşmaş (după Bojoi, 1970, 1971 cu completări)**

Sursa de apă	Altitudine (m)	Roca de emergenţă	Conţinut în carbonaţi (%)	Debit (l/s)	Volum de calcar dizolvat ($m^3/km^2/an$)	Viteza de ablaţiune (cm/1000ani)
Râul Bicaz	718	Calcare	-	4,28	23	2,3
Izv. Paleu	1091	Gresii	40,75	2,00	30	3,0
Izv. Surduc	720	Calcare	98,25	6,00	24	2,4
Izv. Şugău	714	Calcare	94,00	3,50	27	2,7
Izv. Tunzărie	1219	wildflysch	78,50	1,30	22	2,2
Melekviz	1012	calcare	98,50	162-309	21	2,1
Izv. Trei Fântâni	1074	calcare	98,50	130	22	2,2
Izv. P. Calului	1057	dolomite	86,25	3,12	19	1,9
Izv. Poiana Luminişului	1146	dolomite	92,00	28	20	2,0

Datele cantitative asupra procesului de coroziune din Munţii Hăşmaşului devin destul de interesante dacă le comparăm cu intensitatea procesului din alte zone ale Europei. Invocând datele unor autori străini, Bojoi citează în acest sens câteva regiuni carstice în care volumul de calcar dizolvat este mult mai ridicat decât în regiunea Hăşmaşului, respectiv Franţa cu 129 $m^3/km^2/an$, Slovenia cu 109 $m^3/km^2/an$, Munţii Jura cu 90 $m^3/km^2/an$ şi Bosnia cu 90$m^3/km^2/an$, în timp ce în alte zone valorile sunt mult mai apropiate de cazul Hăşmaşului, cum se întâmplă în carsturile din Dalmaţia cu 28 $m^3/km^2/an$ sau Polonia cu 20 $m^3/km^2/an$.

Cu viteza de carstificare situată între 1,9 şi 3,0 cm/1000 ani, coroziunea actuală din zona Hăşmaşului este considerată a fi cu mult mai scăzută faţă de cea din alte zone ale Europei. Prin aceasta, Munţii Hăşmaşului intră în categoria carsturilor cu activitate medie spre lentă. Se consideră că viteza lentă de carstificare este caracterizată de valori sub 20 $m^3/km^2/an$, iar cea medie între 20 şi 50 $m^3/km^2/an$.

9.4.2. Relieful exocarstic

Formele de relief exocarstic constituie componenta principală a carstului din Hăşmaş. Acesta nu este întotdeauna reprezentativ, după părerea lui Bojoi (1968),

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

datorită vechimii diferite, a degradării sau estompării elementelor sale morfologice.

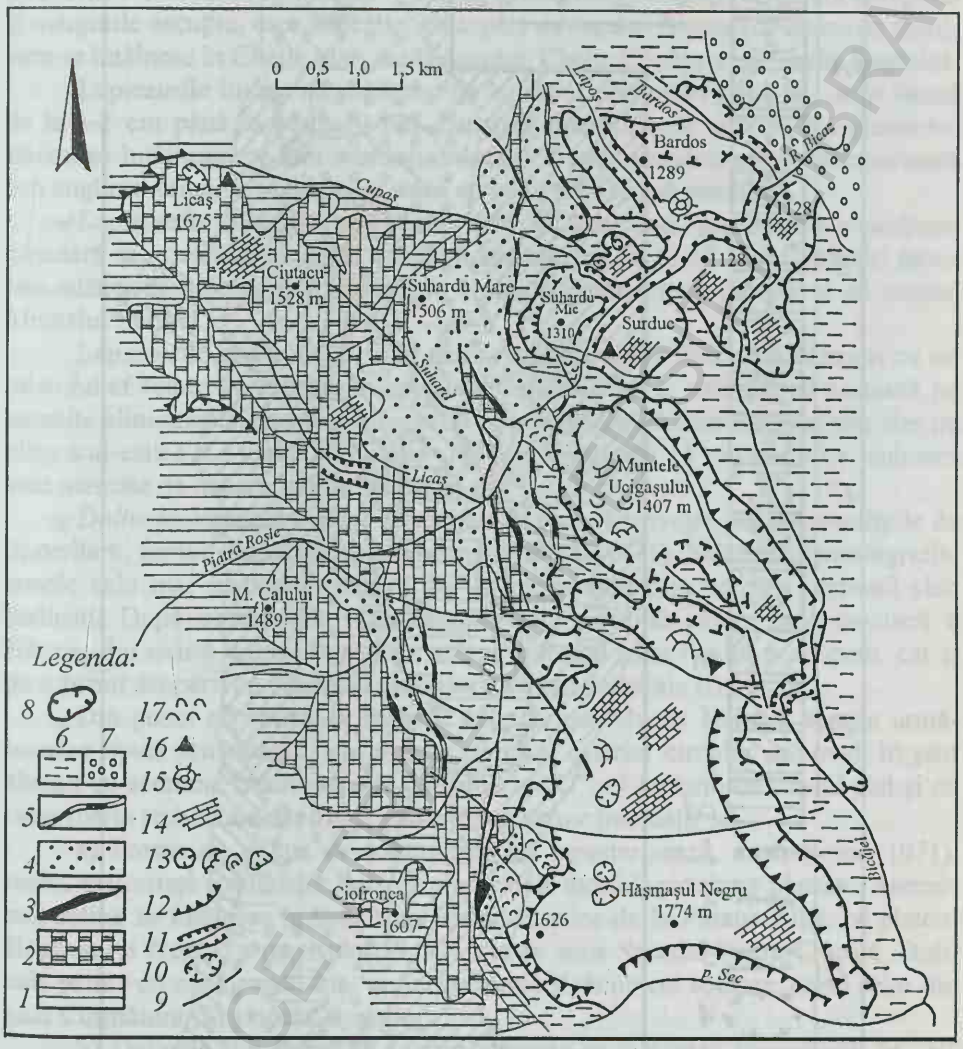


Fig. 9.3. Geologia şi carstul sectorului central al Sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului (după Săndulescu, 1975 şi Bojoi, 1971):
1 – Cristalin; *2* – Triasic; *3* – Liasic de Hierlatz+Domerian; *4* – Dogger; *5* – Callovian-Oxfordian (jaspuri şi radiolarite); *6* – Wildflysch; *7* – Conglomeratele de Bârnadu; *8* – Pânza de Hăşmaş; *9* – falii; *10* – polii şi uvale; *11* – chei; *12* – abrupturi; *13* – doline; *14* – lapiezuri; *15* – humuri; *16* – avene active; *17* – alunecări.

Lapiezurile. Acoperă zone întinse pe platourile structurale şi pe versanţii slab înclinaţi. Aspectul lor comun este acela de canalicule orientate pe direcţia fisurilor rocilor sau pe linia de cea mai mare pantă. Principalele tipuri de lapiezuri din această regiune sunt: pluvilapiezurile, lapiezurile liniare, lapiezurile tubulare şi lapiezurile mixte (fig. 9.3).

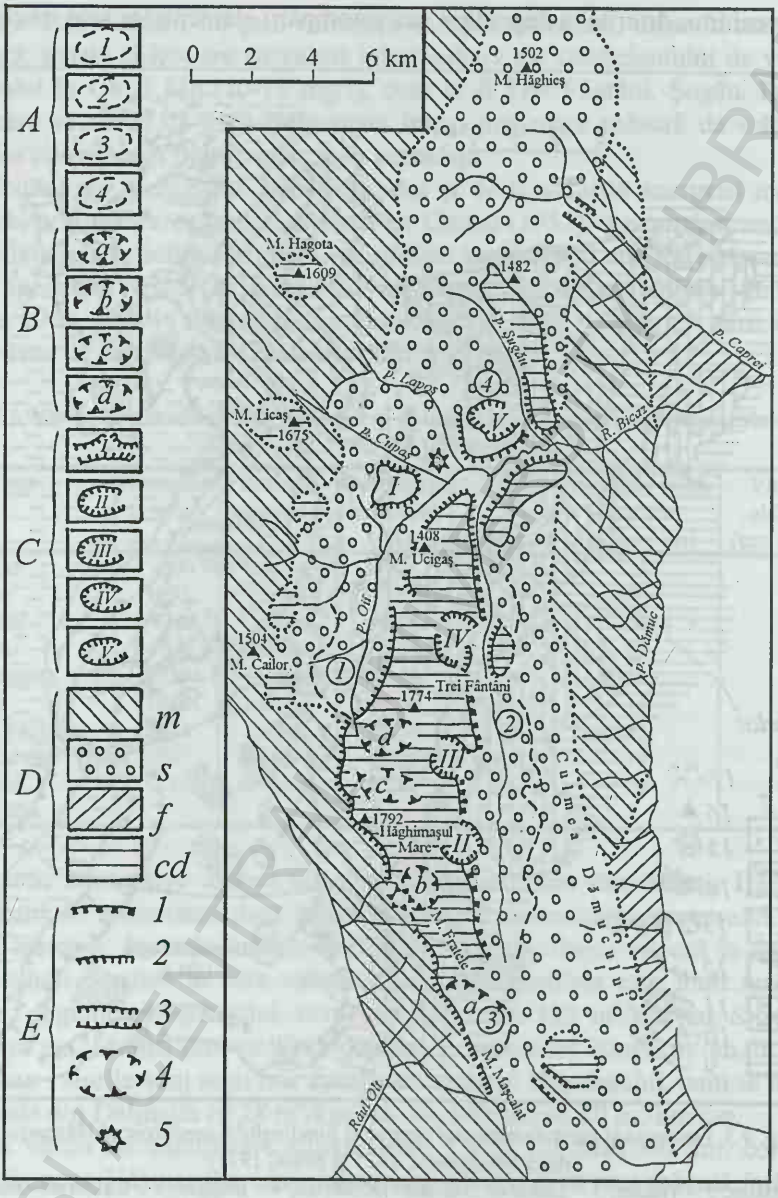


Fig. 9.4. Etapele carstogenezei din zona Munţilor Hăşmaşului (după Bojoi, 1971):

A – paleocarst pre-vraconian exhumat; *1* – Depresiunea Oilor; *2* – Depresiunea Trei Fântâni; *3* – zona Sacadat-Piatra Crăpată; *4* – zona Lapoş-Bârnad; *B* – Depresiunile carstice ale carstoplenei miocene: *a* – Sacadat; *b* – Stâna Curmătura; *c* – Poiana Albă; *d* – Pârâul Sec-Ciofronca; *C* – Carstul de vale pliocen-cuaternar; *I* – complexul Cheilor Bicazului; *II* – polia marginală Pârâul lui Lazăr; *III* – polia marginală Pârâul Sec; *IV* – Depresiunea Jgheabul Rotund; *V* – polia Bardosului; *D* – Unităţi structurale şi necarstificabile; *cd* – calcare şi dolomite; *m* - cristalin; s – wildflysch şi conglomerate post-tectonice; *f* – Formaţiunea cu *Aptychus* şi flişul de Sinaia; *E* – alte semne; *1* – fruntea pânzei de Hăşmaş; *2* – abrupturi; *3* – chei; *4* – depresiuni carstice complexe; *5* – humuri.

BCU IASI / CENTRAL LIBRARY

Pluviolapiezurile se formează prin acţiunea picăturilor de apă care se preling pe pereţii calcaroşi în surplombă. Rezultă, astfel, mici excavaţii cu contur neregulat şi marginile ascuţite, care, asociate, au aspect de fagure. Asemenea forme de dizolvare se întâlnesc în Cheile Mari ale Bicazului, Cheile Cupaşului şi Cheile Şugăului.

Lapiezurile liniare au adâncimi de la câţiva centimetri până la 1 m şi lăţimi de la 1-2 cm până la peste 10 cm. Un mod interesant de apariţie a lapiezurilor liniare se întâlneşte pe unii versanţi dolomitici, unde canaliculele se intersectează sub unghiuri ascuţite, rezultând o reţea cu ochiuri de formă rombică.

Lapiezurile tubulare sunt dezvoltate în adâncime, prezentând o secţiune circulară sau ovală şi atingând un diametru maxim de 10-15 cm. Lapiezuri tubulare adânci de 3-4 cm se întâlnesc pe Muntele Colţul Mare, precum şi pe platoul Muntelui Surduc.

Lapiezurile mixte au cea mai mare răspândire. Ele formează câmpuri cu un microrelief foarte accidentat, în care lapiezurile liniare şi tubulare se asociază pe anumite aliniamente; asemenea lapiezuri apar în Pârâul Bardosului, dar mai ales pe clina sud-estică a Muntelui Ghilcoş. Trebuie menţionat că multe dintre lapiezuri sunt mascate de deluvii sau de pătura de sol.

Dolinele. Prezintă o mare diversitate în ceea ce priveşte geneza, condiţiile de dezvoltare, forma, dimensiunile şi vârsta lor (Bojoi, 1971). Sub aspect morfografic, zonele cele mai favorabile dezvoltării dolinelor sunt platourile şi versanţii slab înclinaţi. După observaţiile efectuate de Bojoi, rezultă că în zona montană a Hăşmaşului există doline dezvoltate atât pe substrat carstificabil neacoperit, cât şi pe substrat acoperit cu cuverturi clastocarstice sau deluviale (fig. 9.3).

Din punct de vedere al formei, dolinele din Munţii Hăşmaş aparţin următoarelor tipuri principale: a) pâlnie cu conturul exterior circular sau oval; b) şanţ alungit cu secţiune transversală în „V" sau în „U"; c) farfurie cu fundul plat şi cu rama foarte slab înclinată; d) puţ cu pereţii puternic înclinaţi.

a) Forma de pâlnie cu contur circular caracterizează, după Bojoi (1971), marea majoritate a dolinelor mici cu elementele morfologice bine păstrate. Asemenea doline se întâlnesc în zona depresiunii carstice de la Poiana Albă, pe platoul Hăşmaşului Negru, a masivului Fratele sau în zona Sacadat-Piatra Crăpată. Dolinele pâlnie cu contur oval sunt puţin frecvente şi de obicei solitare, cazul celor din şaua Curmătura şi bazinul Cupaşului;

b) Dolinele sub formă de şanţuri alungite cu secţiunea transversală în „V" sau „U" constituie o categorie particulară. Sunt legate genetic de prezenţa unor fisuri care ajung la suprafaţa depozitelor carstificabile şi care, în urma proceselor de coroziune-eroziune, se lărgesc, evoluând astfel şi în adâncime. În cazul în care în evoluţia lor nu intervin fenomene de prăbuşire, secţiunea transversală capătă profil în „V", iar când au loc prăbuşiri, profilul devine în „U". Astfel de doline se dezvoltă după autor pe marginea abrupturilor sau a versanţilor puternic înclinaţi, cazul masivelor Licaş şi Fratele şi în partea nordică a Muntelui Colţul Mare din bazinul Pârâul Fagului.

c) Dolinele în formă de farfurie cu fundul plat sunt specifice principalelor zone carstice şi anume dolinelor mari a căror evoluţie este îndelungată în timp. Se

consideră că forma se datoreşte proceselor de dizolvare şi transportului în subteran a sarcinii chimice şi estompării elementelor morfologice prin intervenţia proceselor de modelare, petrecute ulterior formării dolinei. După observaţiile făcute de Bojoi (1971), fundul acestor doline este, de obicei, mlăştinos, datorită materialului argilos provenit din decalcifierea calcarelor, dar şi aportului eroziv adus de pe versanţi; din acest motiv unele din dolinele cu fundul plat au favorizat dezvoltarea turbăriilor, cazul de la Poiana Albă. Doline cu fundul plat, similare mai sunt citate în partea sudică a Hăşmaşului Negru şi în Muntele Ucigaşului (Ghilcoş).

d) Acest tip este destul de rar, fiind vorba de doline sub formă de puţ la suprafaţă şi care în adâncime continuă cu un aven; puţul de suprafaţă cu aspect de dolină are pereţii verticali sau aproape verticali. Cazul tipic este cel din masivul dolomitic al Licaşului.

În ce priveşte dimensiunea dolinelor, Bojoi a stabilit patru categorii: doline foarte mici, doline mici, doline de mărime mijlocie şi doline mari. Mărimea dolinelor se referă la diametru şi adâncime, iar în cazul dolinelor foarte mici, aceste elemente nu depăşesc 3 metri, cazul celor din bazinul Pârâului Javardi, Telecul Mic, Curmătura şi Ciofronca, în ultima situaţie dezvoltate în dolomite.

Dolinele mici ajung la dimensiuni de 3-10 m, iar cele din categoria mijlocie între 10-50 m; primele sunt prezente în zona Sacadat-Piatra Crăpată, Hăşmaşul Negru şi bazinul Bardosului, iar cele din urmă, mijlocii, în masivul Fratele şi Curmătura. Dolinele mari formează o categorie aparte, având dimensiuni de la 200 până la 400 m şi se află numai pe fundul depresiunilor carstice complexe, cazul de la Poiana Albă şi obârşia Pârâului Sec. După autor, dimensiunile dolinelor prezintă şi o anume semnificaţie genetică, în sensul că cele mici şi foarte mici sunt recente în raport cu cele mijlocii şi mari, generate într-o fază de carstificare mai veche.

În ce priveşte geneza dolinelor, părerea exprimată de Bojoi este că în Munţii Hăşmaşului se identifică toate tipurile de doline specifice carstului central-european, respectiv doline de coroziune, de coroziune şi de crevasă, de coroziune şi sufoziune, de coroziune şi eroziune, coroziune şi prăbuşire şi doline poligenetice.

Se consideră, de asemenea, că dolinele reprezintă şi un important indicator în aprecierea gradului de carstificare al unei regiuni. Anume, cu cât numărul de doline la unitatea de suprafaţă este mai mare, cu atât carstificarea este mai intensă.

În Hăşmaş, la scara întregii zone dolomito-calcaroase, densitatea dolinelor este foarte scăzută (< 1 dolină /km^2), în timp ce pe unele zone aparţinând calcarelor malm-urgoniene ale Pânzei transilvane de Hăşmaş, densitatea lor creşte până la 3,5 doline/km^2 (tabel 9.2). Unul din specificul acestei zone montane este apoi răspândirea neuniformă a dolinelor, în timp ce numărul lor total este de peste 70.

După starea elementelor morfologice, dolinele se încadrează în una din următoarele situaţii: doline cu elementele morfologice bine păstrate, doline cu elementele morfologice parţial degradate sau estompate şi doline cu elementele morfologice puternic degradate sau estompate. Dolinele bine păstrate sunt cele de talie mică şi aparţin celei mai recente faze de carstificare. Dolinele cu elementele morfologice cele mai şterse apar pe fundul depresiunilor carstice, situate la obârşia unor văi care au pătruns până în partea superioară a platourilor calcaroase. Ele

aparţin unor vechi faze de carstificare, cu procese de mai mare amploare.

Uvalele. Au ca particularitate faptul că nicăieri nu apar ca depresiuni închise, ele fiind sparte şi drenate de pâraie de suprafaţă. Uvale cu morfologie clară se întâlnesc pe curmătura Sacadat-Piatra Crăpată, la Poiana Albă, în curmătura Hăşmaşului Negru. La Poiana Albă se pot distinge două uluce cu caracter de uvale şi anume unul cu direcţie ESE-VNV şi altul cu direcţia N-S. Prima din uvale are în partea cea mai joasă o zonă mlăştinoasă cu acumulări turboase de 30-80 cm grosime. În zona curmăturii Sacadat-Piatra Crăpată există o uvală ale cărei elemente sunt deosebit de bine păstrate. Lungimea totală a uvalei este de 400 m, iar lăţimea maximă de 100 m. Rama ei vestică este înaltă de 15-20 m şi are caracter de abrupt, în timp ce rama estică are panta lină; este spartă şi drenată spre capătul său nord-estic (fog. 9.3).

Tabelul 9.2. **Densitatea dolinelor din Munţii Hăşmaş (după Bojoi, 1971)**

Zona carstică	Suprafaţa (km^2)	Densitate (nr. doline/km^2)
Sacadat-Piatra Crăpată	3,1	3,5
Muntele Fratele	9,1	3,5
Stâna Curmătura	1,9	1,0
Hăşmaşul Mare	13,3	0,9
Hăşmaşul Negru	13,7	1,1
Muntele Ghilcoş (Ucigaşul)	8,3	0,7
Surduc-Suhard-Bardos	8,1	1,2
Muntele Licaş	5,9	1,0
Bazinul Javardi	3,3	1,2

Poliile, curmăturile şi depresiunile carstice. Din punct de vedere al condiţiilor de dezvoltare, în Hăşmaş se deosebesc două categorii de polii: polii de platou şi polii marginale. Polii de platou sunt cele de la Sacadat-Piatra Crăpată, Stâna Curmătura, Poiana Albă şi Ciofronca-Pârâul Sec (fog. 9.3).

Polia Sacadat-Piatra Crăpată apare ca un complex de doline şi uvale, grupate în zona axială a unei depresiuni înconjurată de înălţimi insulare care au făcut parte dintr-o ramă unitară ce închidea la vest şi est un uluc carstic lung de câţiva kilometri. Situaţia de polie a şeii de la Stâna Curmătura este evidenţiată de următoarele elemente: scoaterea la zi a bazei de carstificare, adică a wildflysch-ului cretacic, existenţa unor abrupturi şi înălţimi cu caracter de martori de carstificare, exemplul cel mai edificator fiind chiar Piatra Singuratică.

Polia Poiana Albă ocupă cea mai întinsă zonă carstică din regiune, dispunându-se pe direcţie nord-sud, pe o lungime de 5 km şi o lăţime maximă de peste 1 km. În cursul evoluţiei sale, polia a fost separată în două compartimente: unul sudic, având patul mai înalt şi altul nordic, mai jos cu cca 50 m, suprapunându-se în mare parte peste curmătura Ciofronca-Pârâul Sec.

Dintre poliile marginale se menţionează „*intrândurile*" din zona Pârâul lui Lazăr, din dreptul Pârâului Sec şi Pârâul Jgheabul Rotund. Formarea celor trei polii marginale cu aspect de golfuri, la contactul dintre calcare şi depozitele detritice de wildflysch impermeabile din Depresiunea Bicăjel-Trei Fântâni, s-a făcut prin

dirijarea circulaţiei subterane din zona platoului, spre est, datorită dislocaţiilor tectonice transversale. Apele cursurilor subterane, ca şi ale celor de suprafaţă au determinat, după Bojoi (1971), o carstificare intensă, concretizată într-o reţea densă de albii subterane, avenuri şi peşteri. Toate acestea au provocat consumarea calcarelor şi festonarea frunţii estice a Pânzei de Hăşmaş.

9.4.3. Relieful endocarstic

Relieful endocarstic este reprezentat prin goluri subterane de diferite dimensiuni, formate prin coroziune, eroziune mecanică şi prăbuşiri. Din categoria formelor carstice subterane amintim: albiile subterane, avenurile, tunelurile suspendate şi peşterile.

Albiile subterane. Sunt forme de coroziune şi eroziune mecanică rezultate prin prelucrarea, adică lărgirea şi adâncirea fisurilor practicabile din masa depozitelor calcaroase. Se deosebesc de alte forme subterane prin aceea că patul albiilor prezintă materiale de acumulare aduse de la o distanţă mai mică sau mai mare de locul depunerii.

Principalele albii subterane din zonă sunt: Surduc, Melekviz, Trei Fântâni, Ciofronca şi Bardos. Cursurile subterane care folosesc aceste albii au debite ce depăşesc în mod obişnuit 10 l/s, unele ajungând la 300-400 l/s. Menţionăm că numai cursul subteran al Bardosului este intermitent, celelalte având debite permanente. O trăsătură comună albiilor subterane este faptul că la gura resurgenţelor sunt acumulate materiale rulate, prundişuri şi bolovănişuri care au suferit un rulaj subteran.

Avenurile. Sunt cele mai frecvente forme de relief endocarstic. Sub raport hidrodinamic, formarea avenurilor ţine de circulaţia verticală a apei, încât frecvenţa cea mai mare a golurilor subterane de acest tip se constată în zona de percolare. Evoluţia pe fisuri şi pe feţe de strat a influenţat aspectul morfologic şi orientarea avenurilor. În Hăşmaş, avenurile sunt de două categorii: avenuri inactive, fosile şi avenuri active, adică actuale.

Avenurile inactive sunt foarte frecvente mai ales în zona abrupturilor vestice ale Hăşmaşului Mare, Fratele, Piatra Roşie ş.a. Ele apar uneori chiar sub rama abrupturilor, alteori spre baza lor. Avenurile active fac legătura între formele de suprafaţă şi marile goluri subterane cu activitate actuală. Cel mai interesant aven este cel din Muntele Licaş care are formă de puţ vertical deschis la suprafaţă (foto 9.16), cu diametrul de cca 8 m şi cu o adâncime care depăşeşte 50 m (foto 9.13, 9.14, 9.15 şi 9.16).

Ponoare continuate cu avenuri se întâlnesc, de asemenea, în partea superioară a văii Bardosului, pe platoul Hăşmaşului Negru, la Poiana Albă, pe curmătura Sacadat-Piatra Crăpată.

În ultimele decenii au mai fost identificate şi descrise avenuri de către Giurgiu (1990) la Poiana Albă şi Telecul Mare.

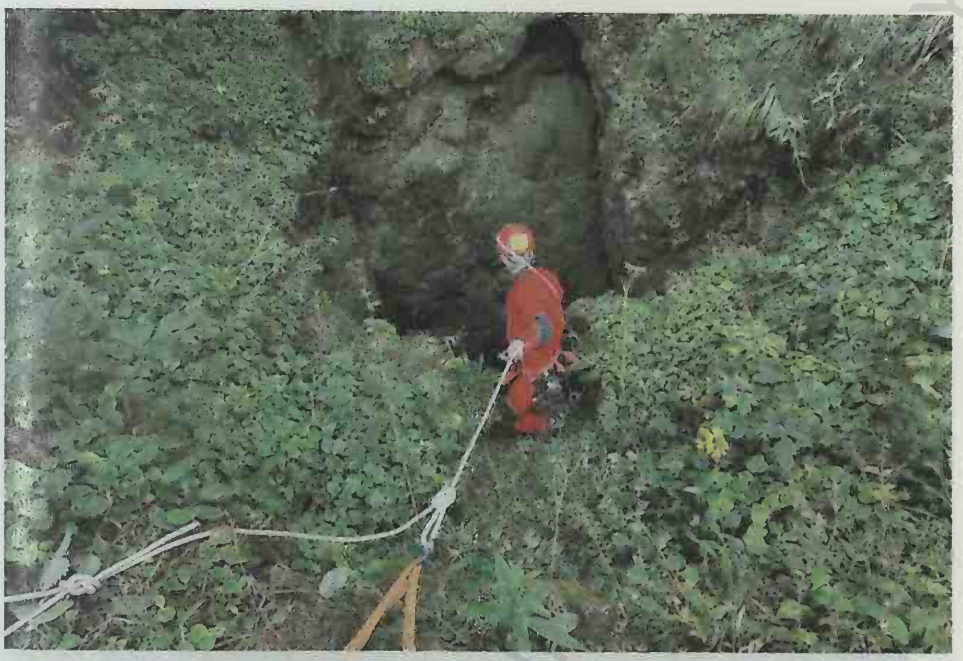


Foto 9.13. Intrarea în avenul „Gaura Licaşului".

Foto 9.14. Sectorul vertical al avenului – se vede una dintre fisurile primare pe care s-a dezvoltat avenul.

Foto 9.15. Scurgeri parietale în primul segment vertical.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

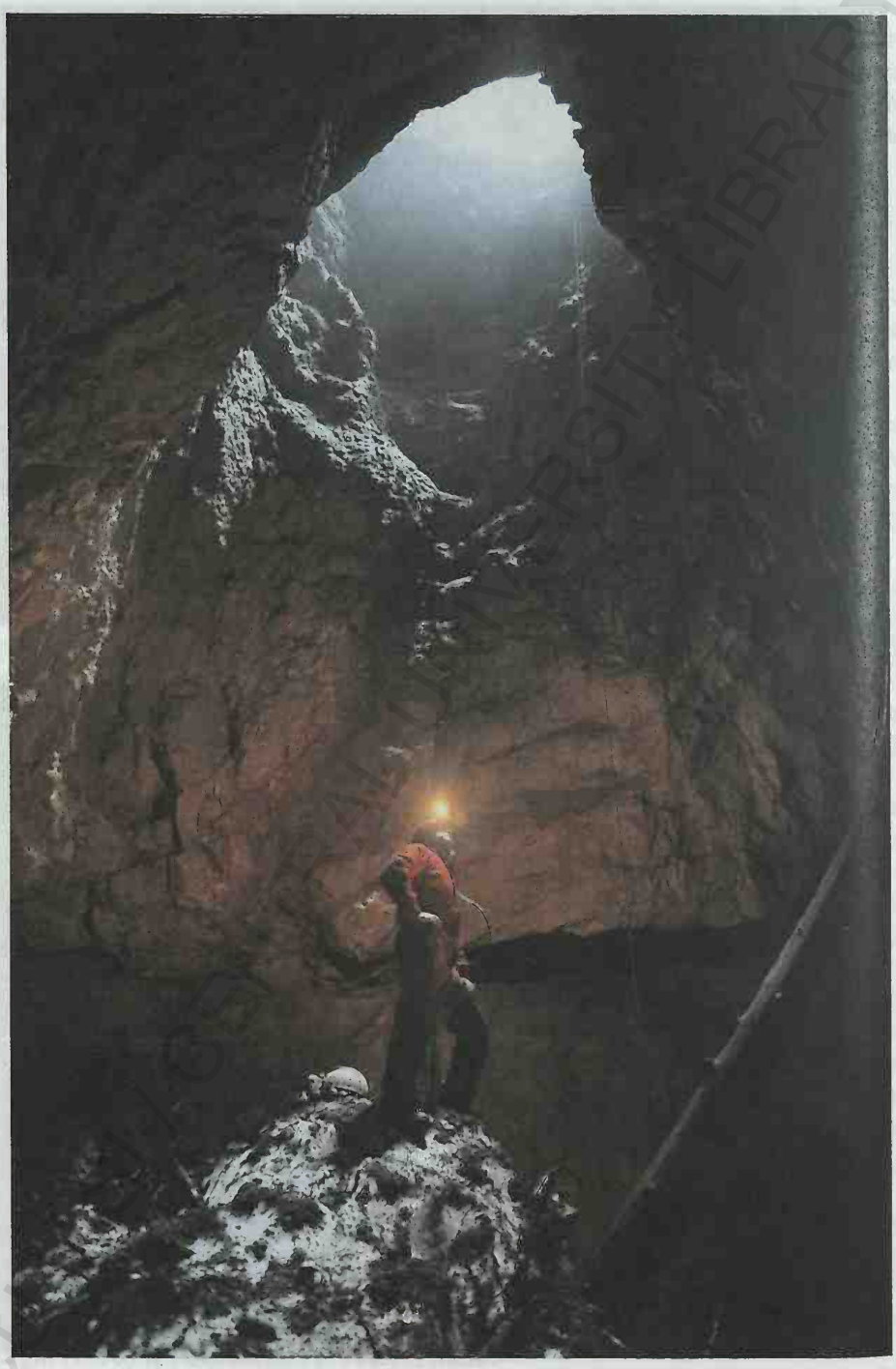


Foto 9.16. Avenul Licaş – primul sector vertical (38 m) cu dopul de zăpadă din bază.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

A v e n u l P o i a n a A l b ă. Se află la 1 km nord de „trocile" din Poiana Albă, în zona dintre Izvoarele Pârâului Sec şi Pârâul Oii. Este format dintr-un puţ de 6 m adâncime cu diametrul de 4 m. După coborârea puţului, în dreapta se deschide o mică sală; spre stânga coboară o galerie care pe podea are un strat de gheaţă permanentă cu blocuri de calcare. Avenul are o dezvoltare de 22 m şi o denivelare de -10 m.

A v e n u l T e l e c u l M a r e. Se află pe versantul vestic al Telecului Mare, la 100 m de liziera pădurii de conifere. Se prezintă ca un puţ de cca 20 m adâncime din care se deschide un diverticul de 2 m; pe fundul lui se găsesc trunchiuri de brazi în amestec cu blocuri de calcare şi oase de animale domestice; pe pereţi s-a format o scurgere parietală de cca 6 m.

Tunelurile suspendate. Apar ca segmente de albii subterane desfiinţate prin adâncirea văilor de suprafaţă. Tipic apar în cheile Pârâului Javardi. Aici, un asemenea tunel se păstrează la cca 1,5 m deasupra albiei de suprafaţă, are secţiune circulară şi prezintă pe pereţi urme evidente de şlefuire datorită eroziunii.

Peşterile. Toţi autorii care au studiat morfologia carstică de pe aria sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului au consemnat faptul că peşterile sunt rare şi de mică amploare. Orghidan et al. (1965) şi mai apoi Bojoi (1968, 1971) menţionează în zona Munţilor Hăşmaş următoarele peşteri: o peşteră în versantul stâng al văii Suhard, în dolomite, două în Cheile Bicazului, trei pe Pârâul Sec, afluent al Bicăjelului şi una în Cheile Javardi, la sud de Muntele Fratele.

Pe lângă toate acestea, Giurgiu (1990) mai menţionează: Peştera cu Izvor; Peştera cu Lublinit, Peştera cu Fereastră şi Peştera Urşilor.

P e ş t e r a c u I z v o r. Se află pe creasta Hăşmaşului Mare la 1692 m altitudine, cu 30 m mai jos de marginea abruptului; deschiderea ei este de 3m x 2m având orientare vestică. Are o singură galerie care, la 10 m de intrare, formează o sală cu un bazin de apă temporară şi deasupra un horn de 4 m. Din sală, galeria mai continuă încă 7 m. Lungimea ei totală atinge 20 m, având o denivelare de 4 m.

P e ş t e r a c u L u b l i n i t. Se plasează pe versantul vestic al Hăşmaşului Mare la 1658 m altitudine, are o deschidere de 6 m x 3 m şi orientare sud-vestică. Este formată dintr-o singură galerie dezvoltată pe o diaclază. După 18 m, galeria uşor ascendentă coteşte la stânga şi continuă încă 17 m. Podeaua este căptuşită cu argilă roşie în amestec cu blocuri de calcare. Se observă lapiezuri de perete şi pete de lublinit, acesta din urmă fiind un calcit (protocalcit) care cristalizează sub formă de eflorescenţe de culoare alb-lăptoasă de unde şi numele lui şi de *mondmilch*.

P e ş t e r a c u f e r e a s t r ă. Are lungimea totală de 35 m şi o denivelare de 3,5 m. Se deschide la o distanţă de 50 m SE de vârful Hăşmaşului Mare cu o intrare de 2,5m x 1m. Este formată dintr-o singură galerie descendentă; tavanul este foarte subţire şi comunică cu suprafaţa prin două ferestre; este complet luminată.

P e ş t e r a U r ş i l o r. Se află în abruptul nord-vestic al Hăşmaşului Mare în locul numit „Versantul pârjolit". Are 17 m lungime şi o denivelare de 5 m; intrarea este largă (3m x 4m). După 5 m galeria se strâmtează şi apoi mai continuă încă 7,5 m. Podeaua este căptuşită cu argile roşii. Pereţii prezintă scurgeri parietale, forme tuberculare şi piele de leopard. Iarna pare să fie locuită de urşi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Toate aceste peşteri se dezvoltă pe fisuri sau pe feţele de strat, au dimensiuni reduse şi, în plus, sunt lipsite de formele concreţionare specifice. De fapt, termenul de peşteri este mai degrabă impropriu, întrucât toate cele menţionate nu sunt altceva decât nişte grote de dimensiuni reduse în pereţii calcaroşi ai unor văi în chei sau ai unor abrupturi, fiind lipsite de zestrea speologică tipică. Este de consemnat că la Gropile, în spatele Ghilcoşului, o serie de galerii executate de către ISCPC-Bucureşti au scos material concreţionar, indicând goluri subterane, dar fără legătură cu suprafaţa. Învestigaţiile noastre demonstrează că una dintre galerii a străpuns masivul calcaros până în abruptul estic dinspre Bicăjel. Aproximativ la mijlocul distanţei a fost interceptată o diaclază de aproximativ 1,5 m ornamentată cu speleoteme din care provin, în mod sigur, resturile din haldă. Singurele peşteri în sensul real al termenului sunt în această regiune, Peştera Toşorog sau Jgheabul cu Gaură şi peştera Munticelu.

Peştera Toşorog. S-a dezvoltat în Conglomeratele de Bârnadu, preponderent calcaroase şi a fost studiată în principal de către Bojoi (1971). Este situată în versantul drept al Văii Jidanului, la peste 200 m deasupra albiei Pârâului şi cu 50 m mai jos de spinarea culmii care coboară din vârful Muntelui Toşorog.

Peştera a evoluat pe câteva planuri de stratificaţie ale conglomeratelor (foto 9.17), dar actualmente este uscată, inactivă. Un rol important în evoluţia ei l-a avut dizolvarea cimentului şi prăbuşirea blocurilor din tavan şi pereţii laterali. În ultima fază de dezvoltare au avut loc depuneri concreţionare intense care au dus la ornamentarea ei cu forme interesante, de la simple cruste (foto 9.20), la stalactite, stalagmite, coloane (foto 9.18), draperii ş.a. Conform observaţiilor lui Bojoi, un fenomen interesant aici este îngroşarea stalactitelor. S-au observat patru asemenea îngroşări ale stalactitelor, separate prin trei zone de grosime normală. Cauza fenomenului este, după el, de natură climatică, fiecărei îngroşări corespunzându-i o fază de intensificare a procesului de dizolvare şi precipitare a carbonaţilor.

Principala particularitate a acestei peşteri, numită şi Jgheabul cu Gaură, este succesiunea unor galerii mai largi cu altele mai înguste, având patul şi tavanul în pantă (foto 9.18), conform cu înclinarea conglomeratelor. De la intrare şi până la cea mai de jos galerie, căderea peşterii este de cca 30 m (fig. 9.4 C).

Peştera Munticelu. A fost descoperită în anul 1973 de un grup de elevi din comuna Bicaz Chei, Aurel Panţâr, Nicu Pop, Toader Ghenci şi Simion Dandu. Ea se află pe versantul răsăritean al Masivului Munticelu, la aproximativ 2 km nord de şoseaua naţională ce duce la Lacu Roşu: la peşteră se ajunge după un urcuş de cca 45 de minute (fig. 9.5 A).

Investigarea şi descrierea peşterii au fost făcute de către Acrâşmăriţei şi Ciobanu (1973), iar ridicarea ei topografică o datorăm lui Povară şi Diaconu (fig. 9.6). În urma unei uşoare amenajări, intrarea în peşteră se face printr-o arcadă ovală de 2 m înălţime şi peste 1 m lăţime (foto 9.21).

Iniţial, la intrarea în peşteră existau câteva coloane stalagmitice impunătoare, duble sau triple, ce împărţeau intrarea în două coridoare deosebit de spectaculoase. De aici, se ajunge mai întâi într-o sală înaltă de 5-6 m cu laturile de 45-50 m pe care autorii au denumit-o „sala minunilor" (fig. 9.6; foto 9.22).

Foto 9.17. Intrarea în peştera Toşorog sculptată în Conglomeratele de Bârnadu.

Foto 9.18. Peştera Toşorog – coloană în galeria finală dezvoltată conform cu înclinarea conglomeratelor.

Foto 9.19. Gur de formă semicirculară în planşeul peşterii.

Foto 9.20. Scurgeri parietale, stalactite şi stalagmite distruse de localnici şi turişti.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

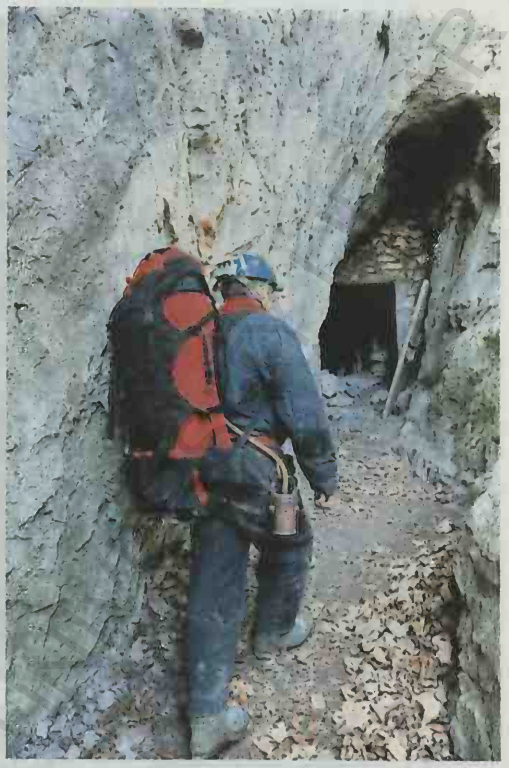


Foto 9.21. Intrarea în peştera Munticelu, cu amenajarea iniţială de protecţie actualmente distrusă.

Foto 9.22. „Sala minunilor" din peştera Munticelu ce mai păstrează ceva din zestrea speologică iniţială.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 9.23. Stalagmite şi coloane de calcit acoperite cu negru de fum de la surse de lumină improvizate.

Foto 9.24. Stalagmite rupte şi sparte de turişti şi localnici.

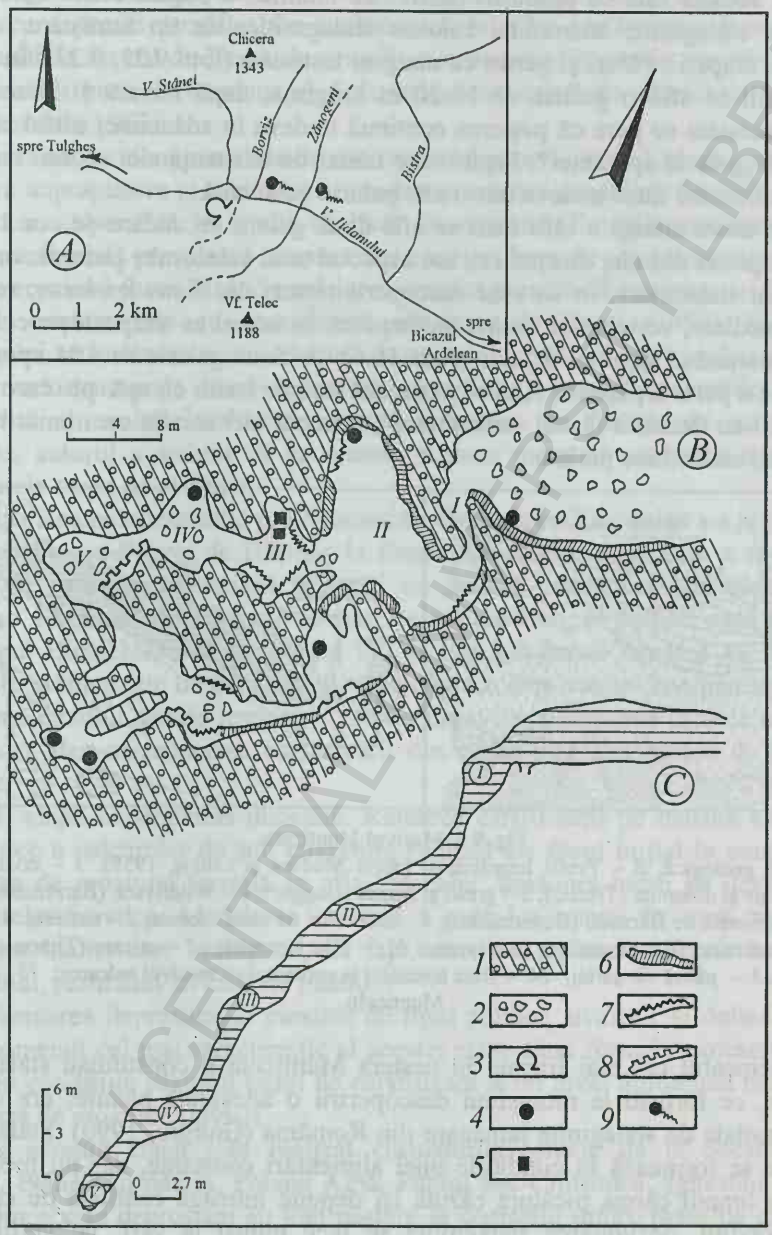


Fig. 9.4. Peştera Toşorog (după Bojoi, 1971):
A – localizarea geografică; *B* – schiţă în plan; *C* – profil în plan vertical prin ramificaţia sud-vestică; *1* – Conglomeratul de Bârnadu (Vraconian-Cenomanian); *2* – acumulări de blocuri; *3* – peşteră; *4* – hornuri şi avenuri; *5* – gururi cu apă (foto 9.19); *6* – draperii şi cruste de concreţionare; *7* – stalactite şi stalagmite; *8* – coloane; *9* – izvoare carbogazoase-bicarbonatate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În această sală cu prăbuşiri masive se întâlnea o bogată zestre carstică, cu stalactite, stalagmite, anemolite, coloane stalagmitice de tip lumânare, scurgeri parietale, draperii, văluri şi gururi cu margini festonate (foto 9.22, 9.23). În capătul acestei săli se află o galerie de 15-20 m lungime; după Povară şi Diaconu, pe direcţia acesteia se pare că peşterea continuă undeva în adâncime, astfel că a fost denumită „galeria speranţei". Faptul este trădat de existenţa aici a unui curent de aer puternic, care duce undeva într-o altă galerie subterană.

Pe latura stângă a sălii mari se află două galerii secundare de cca 15-20 m lungime; prima din ele, dinspre est, are aspectul unei catacombe puternic ornate de formaţiuni stalactitice. În ea s-au descoperit resturi de *Ursus spelaeus*, respectiv cranii, maxilare, vertebre şi bazine incomplete. În actual ea adăposteşte colonii de lilieci, aparţinând genului *Myotis* (foto 16.6). A doua galerie se află spre sud şi constituie o parte a peşterii. Aici se păstrează un mic bazin cu apă pe care autorii studiului l-au denumit „lacul stalactitelor", întrucât aici se află un număr mare de formaţiuni stalactitice perlate.

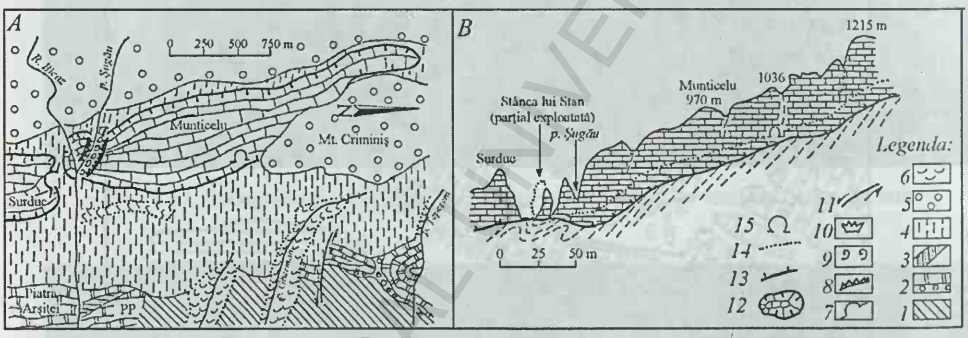


Fig. 9.5. Masivul Munticelu:
A – Schiţă geologică; *B* – Profil longitudinal (după Mudura şi Cioloş, 1958); *1* – cristalin; *2* – conglomerate şi dolomite (Triasic); *3* – gresii şi marne (Dogger); *4* – Wildflysch (Barremian-Albian); *5* – Conglomerate de Bârnadu (Cenomanian); *6* – alunecări de teren recente; *7* – carieră; 8 – vale în chei; *9* – marmite; *10* – acumulare de travertin; *11* – falie normală; *12* – calcare (Tithonic-Cretacic inferior); *13* – pânză de şariaj; *14* – linia terenului la contactul cu masivul calcaros; *15* – Peştera Munticelu.

Elementul cel mai frapant în peştera Munticelu îl constituiau stalagmitele lumânare, ce formau la momentul descoperirii o adevărată pădure; era cea mai mare densitate de stalagmite lumânare din România (Giurgiu, 1990). Stalagmitele lumânare se formează în condiţiile unei alimentări constante, dar nu prea abundente, în timpul căreia picătura căzută îşi depune întreaga cantitate de calcit. În aceste condiţii, dezvoltarea stalagmitei se face numai la vârf, pe verticală. În peştera Munticelu atingeau şi 3 m înălţime, având grosimi de până la 3 cm. Alte speleoteme demne de interes erau stalactitele fistulare care în câteva puncte formau adevărate ploi de „macaroane". S-a identificat şi un femur de *Ursus spelaeus* fixat într-o stalagmită.

În concluzie, cercetarea reliefului carstic din această regiune a dus la constatarea că formarea acestuia nu aparţine unei singure etape şi că evoluţia lui stă în

strânsă legătură cu baza de eroziune şi denudaţie. După cum se ştie, în orice regiune cu depozite carstificabile evoluţia reliefului se desfăşoară sub acţiunea a două variabile cu rol de limită de prag în sistemul morfogenetic carstic: baza de carstificare şi baza de eroziune şi denudaţie determinată de râurile de suprafaţă (Maksimovich, 1963).

Între aceste două variabile de control morfogenetic se realizează următoarele raporturi: suprapunere şi echilibru cu modelare carstică-modelare fluvială; baza de carstificare suspendată în raport cu baza de eroziune fluvială, condiţie în care modelarea fluvială prevalează asupra celei carstice; baza de carstificare sub nivelul bazei de eroziune fluvială când modelarea carstică prevalează asupra celei fluviale.

În conformitate cu observaţiile efectuate de Bojoi (1988), în Munţii Hăşmaşului se întâlnesc toate cele trei situaţii menţionate, fie ca rezultat al raporturilor morfostructurale dintre depozitele carstificabile şi cele necarstificabile, fie ca rezultat al evoluţiei reliefului fluvial şi carstic. În funcţie de aceste două elemente, autorul a stabilit că în această regiune montană carstul a trecut prin următoarele etape de evoluţie:

A) etapa paleocarstului pre-Vraconian. Carstul pre-Vraconian s-a iniţiat după punerea în loc a Pânzei de Hăşmaş la finele Albianului, după care a avut loc o repriză de evoluţie subaeriană a zonei cu intensă carstificare de suprafaţă şi adâncime, formându-se sistemul de mari depresiuni de tipul poliilor cum sunt cele din lungul Bicăjelului, de pe Pârâul Oii şi Lapoş-Bârnad. Acestea au fost apoi colmatate şi înhumate de conglomeratele post-tectonice vraco-cenomaniene. După încheierea ciclului ruditic respectiv, zona a intrat din nou într-o fază de modelare subaeriană, dar cu reducerea carstificării din cauza mantalei groase de depozite detritice.

B) etapa carstoplenei miocene. Reluarea carstificării pe măsura exhumării epigenetice a calcarelor de sub cuvertura ruditică s-a făcut iniţial în condiţiile în care baza de eroziune fluvială se afla, probabil, deasupra bazei de dezvoltare a fenomenelor carstice. Modelarea carstică a avut loc numai în zona platourilor calcaroase înalte, care corespund, de fapt, unei carstoplene sculptate în vremea miocenului, rezultând un carst de platou.

Formarea depresiunilor carstice de tipul poliilor, uvalelor şi dolinelor mari este fenomenul cel mai caracteristic al acestei etape când formele exocarstice s-au format în condiţiile păstrării bazei de carstificare la un nivel altitudinal mai ridicat decât baza de eroziune fluvială.

În această etapă s-au realizat curmăturile actuale de la Sacadat-Piatra Crăpată, Stâna Curmătura, Poiana Albă, Pârâul Sec-Ciofronca, Jgheabul Rotund. Unele din aceste depresiuni au luat naştere la contactul dintre masa de calcare şi depozitele de wildflysch exhumând formele exocarstice mai vechi.

C) Etapa carstului de vale Pliocen-Cuaternar. În acest nou ciclu, după Bojoi, mecanismele carstificării s-au diferenţiat pe trei domenii: a platoului calcaros central, cu formarea unei noi generaţii de depresiuni carstice şi degradarea parţială a celor vechi care devin deschise; a zonelor de contact dintre depozitele detritice necarstificabile şi calcarele dezvelite epigenetic cu formarea de polii marginale

cum sunt cele de pe Pârâul lui Lazăr, Pârâul Sec, Jgheabul Rotund, Bardos; domeniul de modelare şi definitivare a Cheilor Bicazului şi afluenţilor cu faze epigenetice şi carstice de mare amploare. În acest ciclu au luat naştere complexele carstice de vale, iar carstul de platou a fost fragmentat şi modelat şi prin crioplanaţie. În această etapă s-au generat dolinele de dimensiuni mici, văile suspendate, iar unele depresiuni s-au transformat în curmături cu humuri.

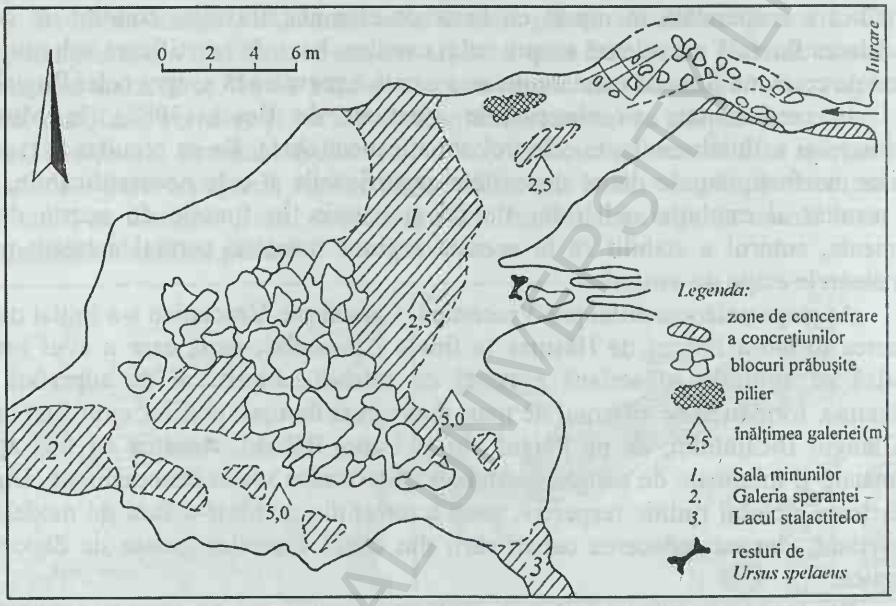


Fig. 9.6. Peştera Munticelu (după Povară şi Diaconu, 1973).

După Bojoi (1988), înainte de formarea cheilor, în lungul actualului traseu al văii Bicazului existau o serie de depresiuni carstice adânci de până la 1000 m. Două dintre ele îşi mai păstrează conturul la partea superioară în amonte de cascada din „serpentinele mari", iar a treia în lungul Lapoşului; din rama comună a celor trei depresiuni carstice se mai păstrează impresionantul turn al Pietrei Altarului, rezultat în urma fenomenelor de captare subterană şi de prăbuşire care au precedat formarea Cheilor Mari ale Bicazului. Nu este exclus, după Bojoi, ca depresiunea Lacu Roşu, ca şi cea din zona fostei cabane Cheile Bicazului, să reprezinte vechi polii care în Cuaternar au atins baza de carstificare şi au fost drenate de Râul Bicaz.

9.5. Relieful fluviatil

În faciesul morfologic al Munţilor Hăşmaş, relieful creat de reţeaua fluvială ocupă un loc aparte şi el a fost studiat în detaliu de către Bojoi (1971). Peste 80%

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

din aria montană a Hăşmaşului aparţine sistemului hidrografic al Bicazului, iar restul revine bazinelor Bistricioarei, Oltului şi Trotuşului.

În aria acestei unităţi montane, Valea Bicazului prezintă trei sectoare cu particularităţi morfohidrografice diferite: sectorul vestic, suprapus zonei de obârşie, respectiv al Pârâului Oii, sectorul central sau al Cheilor Bicazului şi sectorul estic de la ieşirea din chei şi până la contactul cu flişul, de la Gura Dămucului. În fiecare din ele se observă o legătură strânsă între variaţiile faciesurilor petrografice şi morfologia văii, rezultând o succesiune de sectoare largi şi înguste sau de bazine afluente asimetrice.

O trăsătură generală a văilor din Hăşmaş este slaba reprezentare a formelor de acumulare fluviatilă, comparativ cu cele de eroziune. Litologia şi structura îşi pun amprenta în primul rând pe configuraţia albiilor minore. În cazul Bicazului, energia totală a profilului longitudinal este de 865 m, din care 300 m revin sectorului dintre Lacu Roşu şi confluenţa cu Şugăul, corespunzător celor 8 km de chei.

Pe acest sector intervin patru rupturi de pantă a albiei minore, una la ieşirea din Lacu Roşu, a doua în zona fostei cabane Cheile Bicazului, a treia în serpentinele mari din aval de Piatra Altarului şi, în fine, ultima în zona „Gâtul Iadului" de la confluenţa cu Bicăjelul; a treia, zisă şi Cascada Bardosului, este cea mai mare dintre ele, având o cădere de 20%.

Observaţiile au arătat că în lungul Bicazului porţiunile de albie cu panta sub 4% sunt, în general, aluvionate, în timp ce la pante mai mari de 4% ele sunt săpate în rocă (Bojoi, 1971). Albiile minore în sectoarele calcaroase prezintă frecvent un microrelief de marmite actuale, situate în albia minoră, sau mai vechi, suspendate. Cele mai bine conservate apar în Cheiele Şugăului, Cheile Lapoşului, în Cheile Bicăjelului şi în cascada Bardosului. În sectoarele depresionare ale Bicazului, ca şi ale unor afluenţi, albiile minore sunt meandrate, având renii şi ostroave.

În ce priveşte albiile majore, ele însoţesc văile mai mari de ordinul I şi II, la care pot apărea chiar din cursul superior. În lungul Bicazului, albia majoră apare fragmentar. În zona de obârşie a depresiunii Oilor, grefată pe formaţiunile de wildflysch, şesul are o lăţime de până la 150-200 m şi o altitudine relativă de 0,5-1,5 m, fiind alcătuit din prundişuri şi bolovănişuri.

Pe afluenţi, cea mai întinsă albie majoră se întâlneşte în lungul Bicăjelului şi anume şesul din compartimentele depresionare Trei Fântâni şi Bicăjelul de Jos. În unele porţiuni, şesul Bicăjelului se etajează într-o treaptă inferioară de 0,5-1,5 m şi o treaptă de albie majoră înaltă de 2-3 m. În zona mediană a drepresiunii Trei Fântâni, şesul este mlăştinos, cu un strat de turbă gros de 15-80 cm (Bojoi, 1971).

Se consideră că albia majoră a Bicăjelului s-a format în două faze distincte: o fază de eroziune în care au fost secţionate vechile conuri aluviale şi apoi o fază de aluvionare, cu acumularea unei cuverturi continue de pietrişuri. Această pânză de pietrişuri a fost apoi secţionată în două reprize în care s-au detaşat cele două trepte ale ei, de 2-3 m şi respectiv, 0,5-1,5 m.

Şesuri aluvionare de amploare mai redusă însoţesc apoi afluenţii Piatra Roşie, Cupaş sau Lapoş, în cazul cărora albiile majore sunt singurele trepte de

relief aluvionar păstrate deasupra talvegurilor actuale. Şesuri aluvionare înguste ocupă fundul văilor şi în bazinul superior al Oltului, inclusiv pe afluenţii acestuia, pâraiele Covaci, Simina şi Galkut, dar şi în zona Trotuşului superior, unde albia majoră se detaşează printr-o altitudine relativă între 1 şi 3 m, dedublată în două trepte morfologice.

În bazinul râului Bicaz, terasele însoţesc atât valea principală, cât şi văile unor afluenţi, cazul Văii Jidanului şi a Dămucului. Pe valea Bicazului acestea apar abia din aval de Cheile Mari şi numai cele de până la confluenţa cu Dămucul ţin de Munţii Hăşmaşului. În totalitate, în lungul văii Bicazului s-a identificat un număr de 8 terase (Bojoi, 1971): T_1 (4-8 m); T_2 (8-10 m); T_3 (15-20 m); T_4 (35-40 m); T_5 (40-45 m); T_6 (60-65 m); T_7 (75-85 m); T_8 (110-120 m). În funcţie de materialul în care sunt dezvoltate aceste terase, s-au separat: terase aluvionare (T_1 şi T_2), terase mixte, în rocă şi cu strat aluvionar (T_3, T_4, T_5) şi terase sculptate exclusiv în rocă (T_6, T_7, T_8). Genetic, se consideră că formarea lor a stat în legătură cu oscilaţiile climatice din Pleistocen, care, la rândul lor, au determinat o alternanţă a etapelor de acumulare cu etape de eroziune şi adâncire.

În lungul Dămucului, acelaşi autor menţionează un număr de 5 terase şi anume: T_1 (3-5 m); T_2 (5-7-m); T_3 (8-10 m); T_4 (15-20 m); T_5 (30-35 m), iar în Valea Jidanului T (3-7 m), T (8-10 m) şi T (30-35 m). În lungul Trotuşului superior, inclusiv pe Valea Rece apar 4 nivele de terasă cu următoarele altitudini relative: 4-7 m, 10-15 m, 20-30 m şi 50-60 m. Pe Oltul superior şi anume de la izvoare şi până la Pârâul lui Gal (Galkut), valea nu prezintă decât o singură treaptă de terasă, cu altitudinea relativă de 6-7 m.

O problemă interesantă o constituie evoluţia reţelei hidrografice din Munţii Hăşmaşului şi în special a văii Bicazului, a căror afluenţi acoperă, după cum am văzut, 80% din suprafaţa acestei zone montane. O reconstituire a acestei evoluţii a fost realizată de către Bojoi (1970, 1971), autor care a stabilit din capul locului două fapte: există un raport direct între văile actuale şi răspândirea suprafeţelor de nivelare şi văile moştenesc o situaţie care s-a creat după formarea suprafeţei de nivelare de 1100-1200 m.

Astfel, la nivelul suprafeţei de 1100-1200 m, Bicazul avea mai mulţi afluenţi de obârşie, în curs de adaptare la structură, cu două ramuri, una sud-vestică cu Pârâul Oilor care se vărsa în Bicăjel şi alta nord-vestică cu Pârâul Lapoşului, afluent al Şugăului (fig. 8.7 A, B).

În următoarea etapă, cursul transversal al Bicazului se instalează pe actualul traseu, captând succesiv Cupaşul şi mai apoi Pârâul Oilor. Captarea laterală a Cupaşului s-a făcut la nivelul şeii Poiana lui Ţifrea cu altitudine absolută de 1020 m, situată între Suhardul Mic şi Suhardul Mare. După captarea Cupaşului, avansarea spre vest a Bicazului prin eroziune regresivă, a determinat captarea Pârâului Oii, care s-a petrecut la nivelul şeii Lacu Roşu (sau Ghilcoş-Surduc), cu altitudinea absolută de 1017 m. Cele două şei de captare se încadrează în suprafaţa de nivel de 950-1050 m.

Cele două etape s-au petrecut în cuvertura de depozite detritice postectonice. După îndepărtarea acesteia a urmat faza în care Bicazul şi afluenţii săi, Şugăul,

Lapoşul şi Bicăjelul, s-au adâncit în calcare, având curgeri subterane. Procesele de prăbuşire atât din lungul Bicazului, cât şi a afluenţilor subterani au dus ulterior la desăvârşirea captării Bicăjelului şi Lapoşului, devenind afluenţi de suprafaţă. Autorul consideră culoarul din spatele Bardosului, şaua de captare a Lapoşului, care mai păstrează încă material rulat.

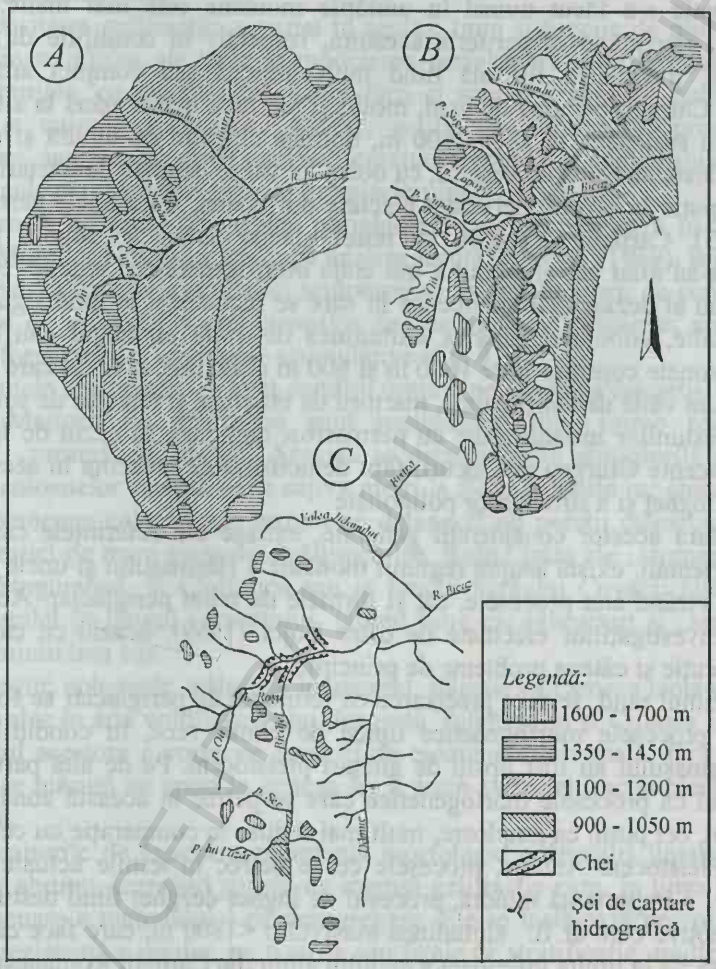


Fig. 8.7. Evoluţia reţelei de văi din Bazinul Bicazului (după Bojoi, 1970):
A – reţeaua de văi la nivelul suprafeţei de nivelare de 1200-1100 m; *B* – reţeaua de văi în timpul adâncirii râurilor în suprafaţa de nivelare de 1050-900 m; *C* – reţeaua actuală; 1-4 – suprafeţe de nivelare.

În concluzie, se consideră că formarea Cheilor Bicazului, ca şi a afluenţilor săi s-a desfăşurat în condiţii complexe, în care faza iniţială epigenetică, petrecută până la îndepărtarea cuverturii detritice post-tectonice, a fost urmată de una carstică cu importante remanieri hidrografice şi continuată apoi cu o nouă adâncire a văilor în wildflysch-ul din subasmentul calcarelor malm-urgoniene al Pânzei de Hăşmaş.

9.6. Relieful periglaciar

Unul dintre factorii răspunzători de faciesul morfologic actual al Munţilor Hăşmaş îl reprezintă, fără îndoială, şi sistemul morfogenetic periglaciar, zis şi crionival. După cum se ştie, în climatul rece din Pleistocen, instalarea gheţarilor în lanţul carpatic s-a făcut numai în unităţile montane cele mai înalte, regiunea Hăşmaşului rămânând la periferia acestora, respectiv în condiţiile de modelare periglaciară, modelarea fluvială fiind mult limitată sau complet anihilată. În general, în Carpaţi, pădurea de brad, molid şi pin urca numai până la altitudini de 600 m. Mai sus, până la 1800-2000 m, domina climatul de tundră şi abia peste 2000 m se instalau zăpezile veşnice, cu obârşiile văilor ocupate de gheţari.

Cel puţin la nivelul perioadei glaciare din Würm, după unele păreri (Ichim, 1973, 1983), Carpaţii Orientali, cu relief glaciar numai în Munţii Rodnei şi Călimani, s-au aflat sub imperiul a trei etaje morfogenetice şi anume: etajul crioplanaţiei sau al dezagregărilor intense în care se includeau, în mod sigur, culmile centrale înalte, coborând până la altitudinea de 1000 m; etajul solifluxiunilor, acoperind zonele cuprinse între 1000 m şi 600 m altitudine, nivel la care reliefurile specifice sunt văile de solifluxiune, martorii de eroziune şi terasele de solifluxiune; etajul depresiunilor intramontane cu permafrost continuu, în cazul de faţă depresiunile adiacente Giurgeu şi Ciucuri, fapt demonstrat de prezenţa în aceste zone a penelor de îngheţ şi a structurilor poligonale.

În afara acestor consideraţii generale, extrase din referinţele care privesc Carpaţii Orientali, există asupra regiunii montane a Hăşmaşului şi unele observaţii de detaliu, vizând atât procesele, cât şi formele de relief periglaciar. Acestea sunt rezultatul investigaţiilor efectuate de către Bojoi (1969), ocazie cu care autorul pune în discuţie şi câteva probleme de principiu.

În primul rând, se face precizarea că termenul de periglaciar se foloseşte cu referire la procesele morfogenetice tipice de climat rece, în condiţiile în care Munţii Hăşmaşului au fost lipsiţi de gheţari pleistoceni. Pe de altă parte, este de admis faptul că procesele morfogenetice care se petrec în această zonă în iernile actuale sunt, cel puţin ca amploare, mult mai reduse în comparaţie cu cele periglaciare din Pleistocen. Anume, procesele ce se petrec în iernile actuale, prezintă, comparativ, o importanţă minoră, procesul de îngheţ-dezgheţ fiind destul de redus din varii motive cum ar fi: altitudinea masivului <1800 m, care face ca zona cea mai înaltă să fie la limita inferioară a etajului alpin din Carpaţii Româneşti; pădurea înaintează până la 1750 m, în timp ce altitudinea maximă aici este de 1792 m, ceea ce atenuează procesele geomorfologice legate de îngheţ-dezgheţ; perioada cu îngheţ în zonă este de 150-180 de zile pe an, în timp ce în masivele mai înalte, Rodnei sau Bucegi, ea depăşeşte 200 de zile; covorul vegetal forestier şi ierbos, cât şi stratul de zăpadă împiedică destul de mult pătrunderea îngheţului în sol; măsurătorile autorului au dovedit că acesta nu depăşeşte adâncimea de 1 m.

Se admite că în condiţiile periglaciare din Pleistocen, modelarea reliefului s-a făcut prin gelifracţie într-un climat cu temperaturi sub 0°C, iar amploarea acesteia a depins de trei parametri: adâncimea îngheţului, durata lui şi frecvenţa

succesiunii îngheţ-dezgheţ. Desigur, în Hăşmaş, intensitatea procesului a fost şi în funcţie de natura rocilor. Rocile cele mai gelive din regiune au fost calcarele şi dolomitele, dezagregarea lor fiind facilitată de fisuraţie, de expunerea capetelor de strat sau de expoziţia vestică; la fel de dispuse la gelivaţie au fost apoi gnaisele, micaşisturile, iar în cazul conglomeratelor, gelifracţia a fost răspunzătoare de dezagregarea cimentului.

Intensitatea gelifracţiei a variat în acelaşi timp şi funcţie de morfometria şi morfografia reliefului, de unde şi modelarea periglaciară diferită, mai redusă în zona platourilor, cu posibilitatea acumulării şi stagnării zăpezii, comparativ cu versanţii şi culmile secundare. Aşadar, gelifracţia, transportul produselor de dezagregare, acumularea grohotişurilor, eroziunea eoliană şi congelifluxiunile sunt procesele cele mai caracteristice ale periglaciarului din Hăşmaş.

Formele de relief de origine periglaciară care se păstrează în morfologia actuală a Munţilor Hăşmaş sunt, după analiza făcută de Bojoi (1969), sculpturale şi acumulative. În categoria reliefului sculptural se înscriu martorii de congelifracţie, jgheaburile de evacuare a grohotişurilor de dezagregare, culoarele; acestuia i se adaugă şi forme mixte, sculptural-acumulative (fig. 9.8).

Formele sculpturale au avut condiţii optime pe versanţii calcaroşi şi puternic înclinaţi. Martorii de gelifracţie sunt reprezentaţi prin forme reziduale de „coloane", „turnuri" şi „stâlpi". Acestea se detaşează din abrupturile calcaroase; înălţimea coloanelor variază de la câţiva metri la 50 m şi foarte rar chiar la 100 m. Uneori, asemenea coloane sau turnuri se detaşează de pereţii calcaroşi sau chiar conglomeratici pe mare parte din înălţimea lor, lăsând între ele „strungi", întâlnite la Piatra Singuratică, la Ciofronca sau la fundul Pârâului Covaci; alteori, ele se înşiruie paralel în lungul versantului, lăsând între ele jgheaburi şi „strungile" de care am amintit mai sus.

Desigur, coloanele, stâlpii şi, în general, stâncile calcaroase izolate sunt frecvente mai ales în aria wildflysch-ului din zona Tulgheşului şi Culmea Dămucului, dar în cazul acestora e vorba de martori de eroziune diferenţială, fără a se putea decide în ce măsură un aport la geneza lor a putut avea gelifracţia pleistocenă sau cea actuală.

Jgheaburile de evacuare reprezintă morfologic adâncituri liniare în lungul versanţilor abrupţi, marcând zonele de intensă gelifracţie care, în timp, au devenit căi de evacuare a materialului de dezagregare. Ele se instalează pe zonele cu cea mai mică rezistenţă a rocilor, pe fisurile sau feţele de stratificaţie; multe din ele au fost preluate şi adâncite de torenţi.

Culoarele periglaciare au fost sculptate prin acţiunea mecanică a grohotişurilor deplasate din zona de acumulare iniţială în baza versanţilor. Spre deosebire de jgheaburi, culoarele de origine periglaciară din Hăşmaş sunt mult mai largi şi cu profil longitudinal mai puţin înclinat.

Resturi ale unor culoare periglaciare se întîlnesc frecvent pe clina vestică a Hăşmaşului dinspre valea Oltului; aşa sunt culoarele din bazinele pâraielor Scaunele, Fagul Oltului şi Covaci. Pe valea Scaunelor, se poate observa un culoar bine conservat cu profil în „U". El începe de la 1200 m şi ţine până la 950 m

altitudine absolută, având o lungime de 2 km; faţă de cele două interfluvii de la nord şi sud, culoarul este adâncit cu 10-15 m şi respectiv 60 m. Lăţimea lui variază între 80-100 m; albia minoră a pârâului este adâncită cu 20-25 m, încât patul culoarului apare suspendat sub forma unei trepte cu mult mai înclinate decât talvegul (Bojoi, 1969). Un alt culoar periglaciar este citat şi pe unul din afluenţii Cupaşului; este vorba de un uluc larg de 60-80 m cu patul înclinat în sensul profilului longitudinal; ulucul este căptuşit cu un pat de grohotişuri gros de până la 5 m.

Relieful de acumulare periglaciară din Hăşmaş îmbracă diverse forme şi anume: „câmpuri de pietre", grohotişuri, acumulări eoliene şi depozite solifluidale. „Câmpurile de pietre" se întâlnesc pe suprafeţe întinse în zona platourilor calcaroase şi pe unii versanţi cu înclinare slabă. Ele se conservă sub solul actual, iar grosimea materialului acumulat ajunge până la 1 m; asemenea cuverturi se citează la Poiana Albă, în Hăşmaşul Negru, Ghilcoş şi Cupaş.

Grohotişurile sunt formaţiunile cele mai răspândite şi oferă cele mai concludente date asupra ritmului de modelare a versanţilor. Acumulările de grohotişuri însoţesc toate abrupturile calcaroase, respectiv la vest de Fratele (foto 9.7), Hăşmaşul Mare, Piatra Roşie, Telecul Mic, Ghilcoş, Suhărzel, ca şi întregul abrupt care însoţeşte valea Bicăjelului în lungul versantului său stâng.

Trena de grohotişuri de pe clina vestică a Hăşmaşului, de la Telecul Mic şi până la sud de Fratele, prezintă, după observaţiile lui Bojoi (1969), o zonare evidentă pe verticală. Prima zonă apare imediat sub abruptul stâncos şi reprezintă grohotişurile actuale active. Acestea formează conuri mici şi numai sub Fratele apar ca pânză cu grosime de 1-5 m; granulometria materialului din conurile de grohotiş actual reflectă o putere slabă a dezagregării, elementele predominante având 15-20 cm în diametru, iar cele mai mari 1-2 m; lăţimea conurilor variază de la câţiva metri până la 100 m.

A doua subzonă a grohotişurilor păstrează forma de conuri şi pânze, fiind situată imediat sub grohotişurile active. Ele sunt fixate sau în curs de fixare prin sol şi vegetaţie. Deşi acumularea la nivelul acestei subzone este mai veche, totuşi materialul n-a suportat transformări mari prin alterare. Cea de a treia subzonă cuprinde grohotişurile cele mai vechi şi coboară până la altitudinea absolută de 1000 m; materialul component este puternic alterat.

Este interesant faptul că autorul (Bojoi, 1969) identifică în masa acestor grohotişuri vechi şi intercalaţii de material de origine eoliană. Pentru originea eoliană sunt aduse următoarele argumente: granulometria intercalaţiilor se caracterizează prin predominanţa fracţiunii nisipoase, ceea ce nu se poate explica decât printr-o sortare eoliană; în plus, această fracţiune nisipoasă este de altă natură petrografică faţă de elementele din grohotişuri, ceea ce presupune un transport de la o anumită distanţă care nu s-a făcut prin deplasarea gravitaţională pe pantă. Asemenea intercalaţii de origine eoliană sunt prezente în conurile de grohotişuri de sub Suhard şi Cupaş.

În fine, congelifluxiunile sunt şi ele o mărturie a evoluţiei Munţilor Hăşmaş în condiţiile periglaciare din vremea Pleistocenului. Ca procese, forme de transport şi acumulare ele sunt exclusiv periglaciare şi nu pot aparţine fenomenelor de iarnă

actuală. Unele structuri observate în depozitele de versant pun în evidenţă deranjamente provocate de deplasări prin solifluxiuni; este vorba de deplasarea molisolului pe un pat îngheţat.

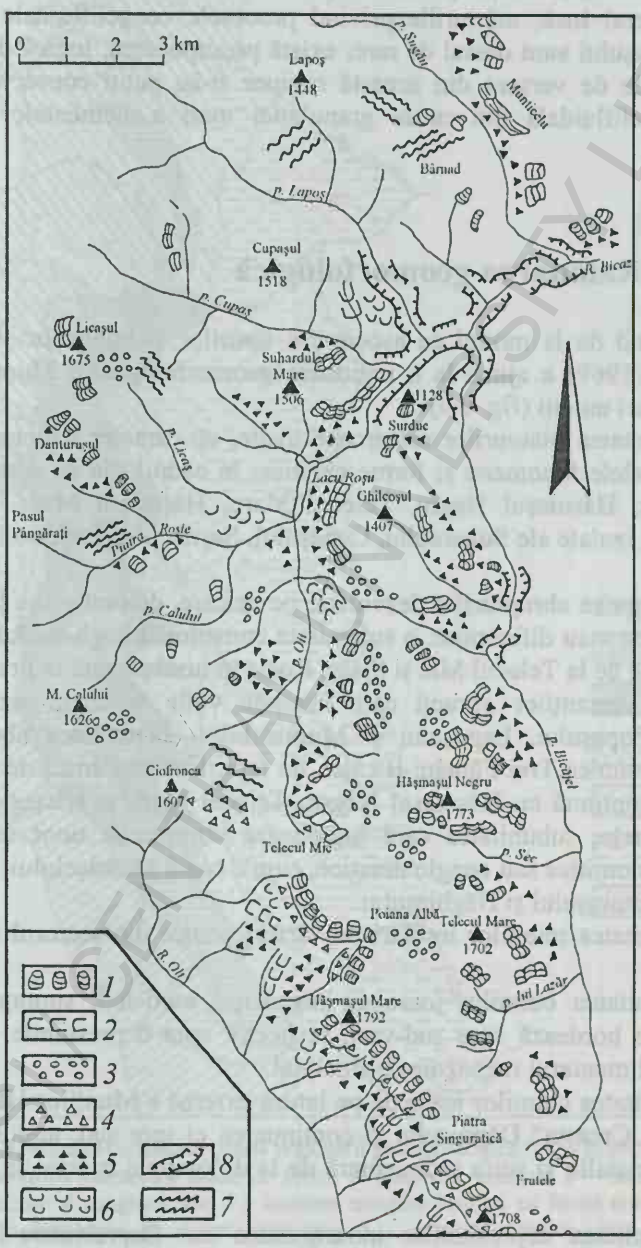


Fig. 9.8. Harta reliefului periglaciar din Munţii Hăşmaşului (după Bojoi, 1969): *1* – abrupturi cu martori de gelifracţie (jgheaburi, coloane, turnuri); *2* – culoare periglaciare; *3* – câmpuri de pietre; *4* – grohotişuri actuale active; *5* – grohotişuri vechi fixate; *6* – deluvii de alunecare care antrenează grohotişuri vechi; *7* – depozite de versant cu structuri congelifluidale; *8* – chei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Asemenea structuri sunt citate în deschiderile din lungul şoselei Lacu Roşu-Gheorgheni pe la altitudinea de 1200 m, unde anumite orizonturi ale materialului de versant prezintă ondulaţii specifice deplasărilor de tip congelifluidal.

În general însă, mărturiile privind procesele congelifluidale petrecute în Munţii Hăşmaşului sunt destul de rare; există presupunerea, logică de altfel, după care depozitele de versant din această regiune n-au putut conserva formele de curgere congelifluidală din cauza granulaţiei mari a elementelor componente (Bojoi, 1969).

9.7. Raionarea geomorfologică

Plecând de la modul de asociere a tipurilor, subtipurilor şi formelor de relief, Bojoi (1969) a ajuns la o regionare geomorfologică a Munţilor Hăşmaş, separând 6 mari unităţi (fig. 9.9):

1. Unitatea platourilor calcaroase înalte, cu caracter structural, ce cantonează principalele fenomene şi forme carstice; în cadrul său se detaşează platoul axial Ghilcoş, Hăşmaşul Negru, Telecul Mare, Hăşmaşul Mare, Fratele, apoi platourile mai izolate ale Suhardului, Cupaşului, Surducului, Bardosului, Munticelu şi Javardi;

2. Unitatea abrupturilor dezvoltate pe calcare, dolomite sau conglomerate, în cadrul căreia s-au diferenţiat: o subunitate constituind hogh-backul Hăşmaşului Mare, care ţine de la Telecul Mic şi Piatra Roşie în nord şi până la Fratele în sud ; o subunitate a versanţilor abrupţi care însoţesc văile în chei, cazul Bicazului, Bicăjelului, Cupaşului, Lapoşului şi Munticelului; subunitatea abruptului estic dinspre Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel, de fapt, fruntea Pânzei de Hăşmaş, care din Ghilcoş continuă cu Hăşmaşul Negru, Telecul Mare şi sfârşeşte cu abruptul Muntelui Fratele; subunitatea care înglobează abrupturile unor masive izolate calcaroase, dolomitice sau conglomeratice, cum e cazul Munticelului, Vithavaşului, Licaşului, Danturaşului şi Hăghieşului.

3. Unitatea munţilor insulari cu vârfuri conice din sectorul nord-vestic şi nordic.

4. Unitatea culmilor joase cu dispoziţie nord-sud, suprapuse şisturilor cristaline care bordează spre sud-vest, respectiv spre depresiunile Giurgeului şi Ciucurilor sedimentarul mezozoic de sinclinal.

5. Unitatea culmilor joase de pe latura externă a Munţilor Hăşmaş, grefată structural pe „Creasta" Dămucului şi continuarea ei spre sud, anticlinalul Lunca, sculptată în cristalin şi suita sedimentară de la dolomitele triasice la wildflysch-ul cretacic.

6. Unitatea depresiunilor intramontane cu: Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel, Depresiunea Oilor, Depresiunea Bârnadului, Depresiunea Suhardului superior şi Depresiunea Toşorog de la fundul văii Jidanului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

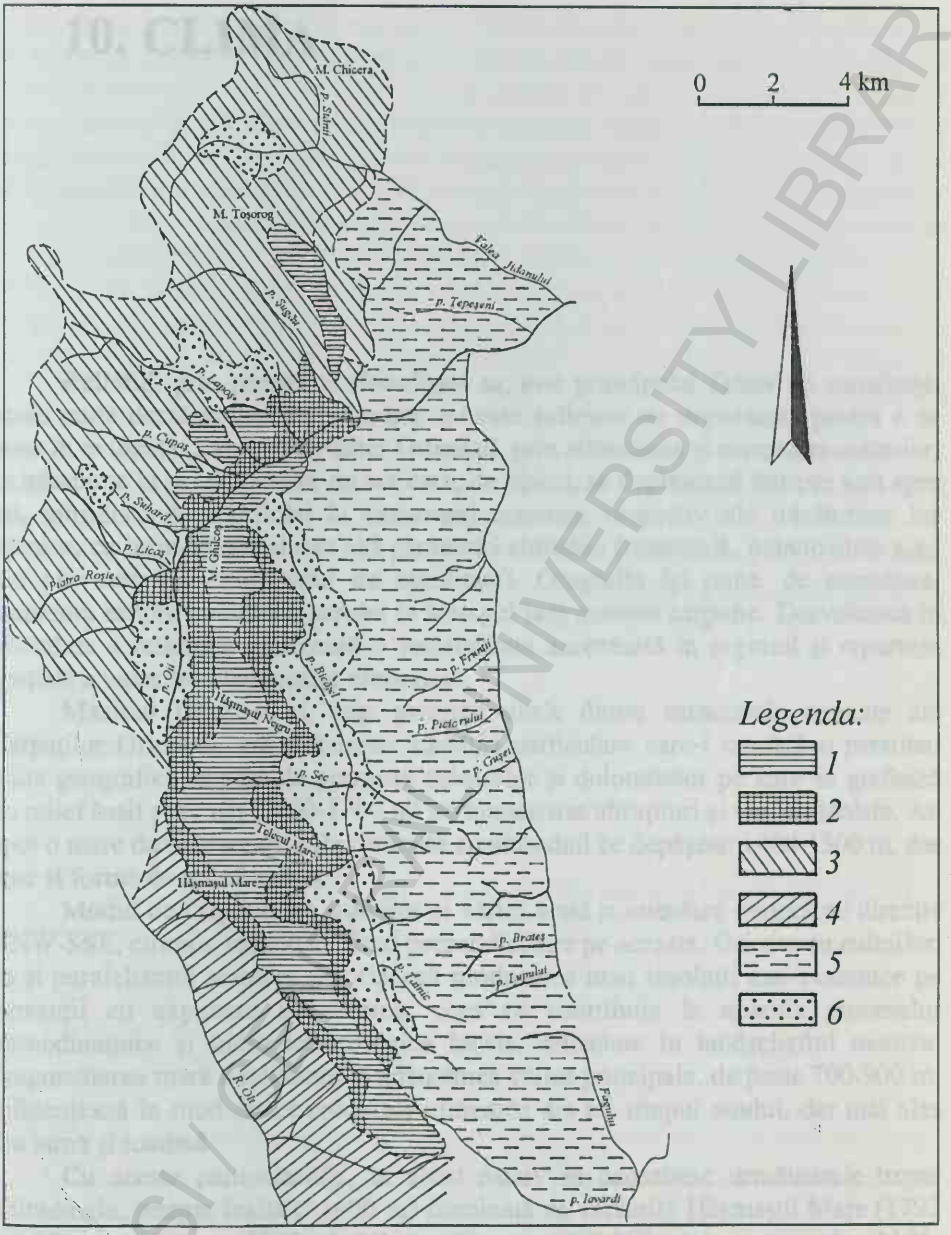


Fig. 9.9. Munţii Hăşmaşului. Harta regionării geomorfologice (după Bojoi, 1969): *1* – unitatea platourilor calcaroase înalte cu forme şi fenomene carstice; *2* – unitatea abrupturilor dezvoltate pe calcare şi conglomerate; *3* – unitatea munţilor insulari cu forme conice; *4* – unitatea culmilor prelungi dezvoltate pe şisturi cristaline; *5* – unitatea culmilor joase din estul unităţii montane grefate pe şisturi cristaline şi wildflysch; *6* – unitatea depresiunilor intramontane.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10. CLIMA

Relieful, prin poziţia şi altitudinea sa, este principalul factor de zonalitate, acolo unde desfăşurarea pe latitudine nu este suficient de importantă pentru a se pune în evidenţă. Lanţul Carpaţilor Orientali, prin altitudinea şi orientarea culmilor, se interpune în calea maselor de aer care, de obicei, se deplasează dinspre vest spre est, introducând modificări în caracterul acestora, respectiv ale trăsăturilor lor termice, ce influenţează direct alţi parametri climatici (umezeală, nebulozitate ş.a.) sau pluviometrici (conţinutul de umiditate). Orografia îşi pune, de asemenea, amprenta asupra circulaţiei aerului în întregul lanţ montan carpatic. Dezvoltarea în altitudine a reliefului generează o variabilitate accentuată în regimul şi repartiţia spaţială a valorilor elementelor climatice.

Masivul Hăşmaşului, deşi prezintă unele dintre caracterele comune ale Carpaţilor Orientali, are suficiente trăsături particulare care-i conferă o personalitate geografică impusă de prezenţa calcarelor şi dolomitelor pe care se grefează un relief înalt şi semeţ (1600-1700 m) cu numeroase abrupturi şi vârfuri izolate. Au apoi o mare dezvoltare culmile rotunjite cu altitudini ce depăşesc 1400-1500 m, dar apar şi forme de relief carstic.

Modul de dispunere a culmilor şi văilor arată o orientare majoră pe direcţia NNW-SSE, culmile secundare fiind perpendiculare pe aceasta. Orientarea culmilor, ca şi paralelismul acestora favorizează producerea unei insolaţii mai puternice pe versanţii cu expunere sud-vestică, ceea ce contribuie la apariţia proceselor termodinamice şi hidrometeorologice locale, reflectate în landschaftul montan. Fragmentarea mare a reliefului şi adâncimea văilor principale, de peste 700-900 m, influenţează în mod direct procesele climatice din tot timpul anului, dar mai ales din iarnă şi toamnă.

Cu aceste particularităţi, în acest masiv se deosebesc următoarele trepte altitudinale: treapta înaltă (>1400 m) dominată de vârfurile Hăşmaşul Mare (1792 m), Hăşmaşul Negru (1773 m) şi Piatra Singuratică (1587 m), treapta medie (1100-1400 m) şi treapta joasă de racord cu depresiunile şi văile (650-1100 m) ce îl delimitează.

Aceste trepte altitudinale de relief determină şi o etajare verticală a fenomenelor geografice, dispuse pe fâşii (trepte, zone), deci o zonalitate verticală. Din cele prezentate mai sus reiese că altitudinea este principala cauză care determină modificările cantitative (valorice) şi calitative (de regim) ale parame-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

trilor climatici. Etajele climatice diferă însă puţin de cele de relief, fiind determinate atât de morfologia acestuia, cât şi de poziţia lor în lanţul carpatic, care influenţează valorile elementelor meteorologice.

Elementul coordonator în stabilirea principalelor etaje climatice este temperatura aerului, indice complex care reflectă un mare număr de factori de control. Determinarea limitelor termice care definesc fiecare etaj climatic s-a făcut pe baza legăturii pe care temperatura aerului o are cu treptele de vegetaţie.

Calcularea statistică a curbei distribuţiei valorice a acestui parametru în raport cu altitudinea s-a făcut pe baza datelor medii multianuale de la un număr de 28 staţii meteorologice situate la diverse altitudini şi expoziţii din arealul Carpaţilor Orientali (*1* – Târgu Ocna; *2* – Târgu Mureş; *3* – Piatra Neamţ; 4 – Sovata; *5* – Pângăraţi; *6* – Bistriţa; *7* – Târgu Neamţ; *8* – Tulnici; *9* – Baraolt; *10* – Odorhei; *11* – Braşov; 12 – Ceahlău sat; *13* – Târgu Secuiesc; *14* – Câmpulung Moldovenesc; *15* – Miercurea Ciuc; *16* – Topliţa; *17* – Joseni; *18* – Poiana Stampei; *19* – Predeal; *20* – Ceahlău munte; *21* – Rarău; *22* – Lăcăuţi; *23* – Iezer; *24* – Ceahlău-Toaca; *26* – Sighet; *27* – Ocna Şugatag; *28* – Baia Mare). Din aceste date se observă o tendinţă generală de scădere în altitudine a temperaturii, cu un gradient mediu anual de 0,50°C/100 m (fig. 10.1).

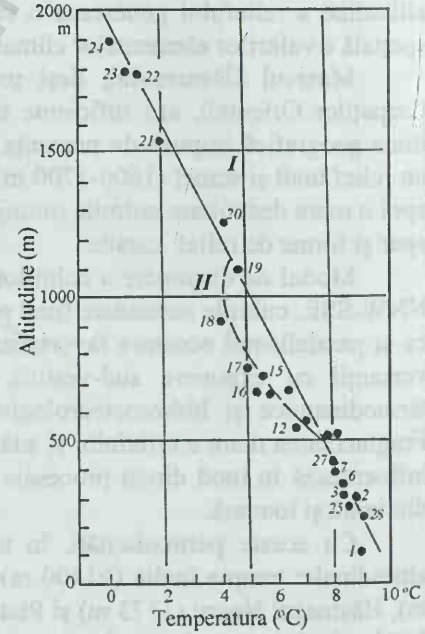


Fig. 10.1. Distribuţia în altitudine a temperaturii aerului în Carpaţii Orientali.

Acest gradient este mai mare în lunile de vară şi mai mic în lunile de iarnă, când poate deveni nul sau chiar negativ în timpul inversiunilor termice destul de frecvente în marile depresiuni intramontane şi chiar în văile largi. În acelaşi timp, stabilirea caracteristicilor fiecărui etaj climatic şi chiar ale unor areale considerate „azonale" s-a făcut şi pe baza distribuţiei anuale, semestriale şi de regim a preci-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pitaţiilor atmosferice. Pentru acest parametru climatic am dispus de date înregistrate atât la cele 28 de staţii meteorologice, cât şi la aproape 100 de posturi pluviometrice.

În general, cantitatea de precipitaţii care cade pe suprafaţa solului creşte odată cu altitudinea (fig. 10.2). Această creştere se realizează însă pe flancul estic al Carpaţilor Orientali numai până la o anumită altitudine, după care cantitatea de precipitaţii începe să scadă. Stabilirea pe baze matematice a altitudinii la care cantităţile medii de precipitaţii ating valori maxime, este prezentată în tabelul 10.1.

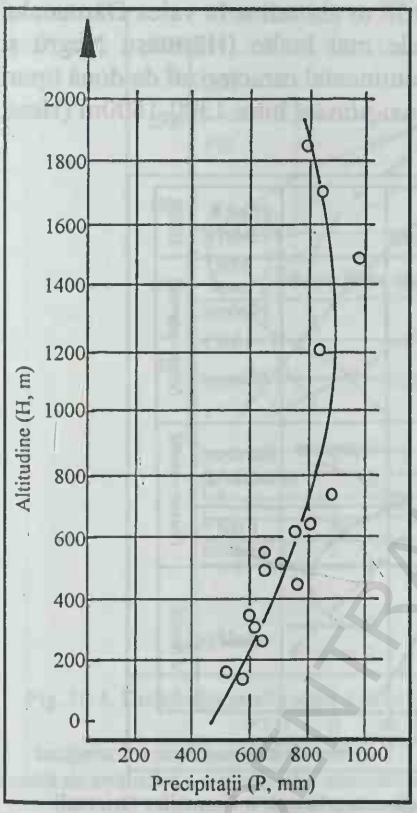


Fig. 10.2. Repartiţia altitudinală a precipitaţiilor atmosferice în partea estică şi centrală a Carpaţilor Orientali.

Tabelul 10.1. **Distribuţia în altitudine (H) a cantităţii de precipitaţii (P) în partea estică a Carpaţilor Orientali**

H (m)	600	800	1000	1200	1371	1400	1600	1800
P (mm)	292,0	794,6	840,6	867,0	874,1	874,0	861,4	829,2

Aşa cum se observă din tabelul 10.1 şi figura 10.2, pe flancul estic al Carpaţilor Orientali cantitatea de precipitaţii creşte până la 1370,9 m altitudine, atingând o valoare maximă de 874,1 mm, după care înregistrează o scădere.

Altitudinea la care cantitatea de precipitaţii este maximă este destul de ridicată şi se datorează faptului că masele de aer cu umezeală, venind dinspre Oceanul Atlantic şi întâlnind pe parcursul lor diverse obstacole se descarcă de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

precipitaţii şi ajung sărăcite de umezeală la catena Carpaţilor Orientali. O diminuare suplimentară a precipitaţiilor se produce şi prin föhn-izare, masele de aer necesitând o altitudine mai ridicată (deci o temperatură mai scăzută) pentru a ajunge la saturaţie şi a precipita excesul de umezeală.

În alte zone montane ale ţării, cantitatea maximă de precipitaţii caracterizează altitudini mai mici, masele de aer fiind mai bogate în umezeală şi ajungând la saturaţie la temperaturi mai ridicate, precipită excesul de umezeală mai devreme (Drăghindă, 1980)

Arealul munţilor Hăşmaş, cuprins între 650 m altitudine în valea Dămucului şi Bicazului şi 1770-1792 m în vârfurile cele mai înalte (Hăşmaşu Negru şi Hăşmaşu Mare), aparţine climatului temperat continental caracterizat de două tipuri de climă: *pluvio-nival* între 650 şi 1300 m şi *nivo-pluvial* între 1300-1800m (Hess, 1972; fig. 10.3).

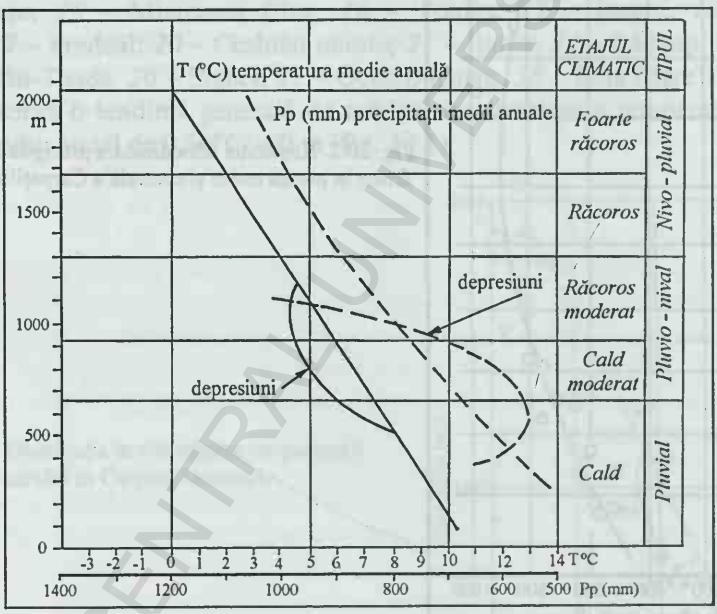


Fig. 10.3. Distribuţia tipurilor de climă şi a etajelor climatice în cadrul Carpaţilor Orientali (după Hess, 1972 şi Mihăilescu, 1980).

În cadrul acestor tipuri de climă, Mihăilescu (1980) a separat următoarele etaje climatice: *cald-moderat* (650-920 m), *răcoros-moderat* (920-1300 m), *răcoros* (1300-1670 m) şi *foarte răcoros* (1670-1800 m)

Trăsăturile climatice specifice ale munţilor Hăşmaş au fost evidenţiate pe baza datelor de la staţiile meteorologice din zona Carpaţilor Orientali. Lipsa unor staţii meteorologice în arealul munţilor Hăşmaş ne-a obligat să folosim datele climatice de la cele mai apropiate staţii meteorologice: Joseni (17), Gheorghieni şi Miercurea Ciuc (15) din depresiunea Giurgeu-Ciuc şi Ceahlău-Toaca (24) şi Ceahlău-Munte (20), ca staţii de altitudine. Ca staţie de altitudine din zonă a fost

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

utilizată cea de la Păltiniş-Ciuc, iar ca staţie de vale cea de la Lacu Roşu (Păstrăvărie), ambele având însă perioade scurte de observaţii.

Repartiţia celorlalte elemente climatice este determinată de acţiunea simultană atât a celor două elemente majore determinante (temperatura şi precipitaţiile), cât şi a unui complex de factori cum ar fi: altitudinea reliefului, structura geologică, gradul de fragmentare şi varietatea formelor de teren, expoziţia şi înclinarea versanţilor, caracteristicile covorului vegetal, mărimea şi densitatea suprafeţei acvatice, etc.

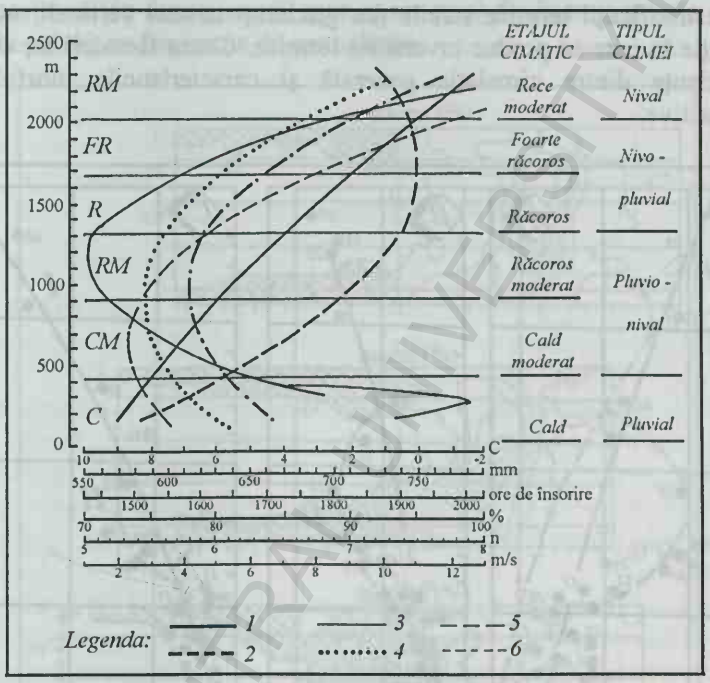


Fig. 10.4. Distribuţia în altitudine a principalelor elemente climatice în partea estică a Carpaţilor Orientali:

1 – temperatura medie anuală a aerului; *2* – cantitatea medie anuală de precipitaţii; *3* – durata medie anuală de strălucire a soarelui; *4* – umiditatea relativă medie anuală a aerului; *5* – nebulozitatea medie anuală; *6* – viteza medie anuală a vântului.

Dezvoltarea în altitudine a reliefului generează o variabilitate accentuată în ceea ce priveşte regimul şi repartiţia spaţială a valorilor elementelor climatice. Culmile muntoase se află la diferite niveluri ale troposferei, astfel că sunt influenţate în mod diferenţiat de condiţiile atmosferice.

Etajul climatic cald moderat (650-920 m) este caracterizat de variaţii ale temperaturii medii anuale între 7,5 şi 5,5°C. În luna ianuarie acest parametru oscilează între -4 şi -5°C, dar contrastul termic este mult mai evident, văile şi unităţile depresionare fiind mai reci, înregistrând diferenţe de până la -5°C faţă de versanţii limitrofi, datorită frecventelor inversiuni de temperatură.

În perioada rece a anului se accentuează trăsăturile climatului de adăpost

cauzate de procesele de föhn-izare ce determină micşorarea valorilor umezelii relative şi ale nebulozităţii. Numărul zilelor de iarnă oscilează între 45 şi 65, iar al celor de îngheţ între 130 şi 150, mai numeroase fiind în zonele depresionare, unde pot ajunge până la 190 de zile.

Temperatura medie a lunii iulie, de 15-17°C, arată că de la acest etaj se face trecerea de la verile calde din etajul inferior la cele mai reci din etajul răcoros-moderat.

Formele concave de relief, depresiunile intramontane, favorizează dezvoltarea unei stratificaţii termice stabile (cu gradienţi termici verticali, negativi sau nuli), situaţie în care se produc inversiuni termice. Cauza formării lor o constituie interdependenţa dintre circulaţia generală şi caracteristicile morfologice ale suprafeţei active.

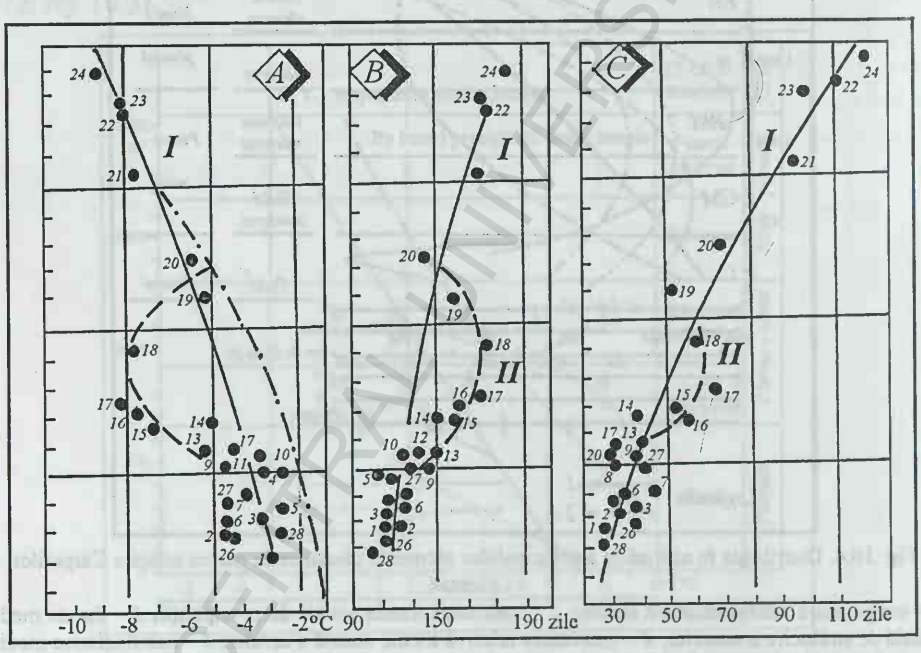


Fig. 10.5. Distribuţia altitudinală a unor parametri climatici:
A – temperatura aerului în ianuarie; *B* – numărul de zile de îngheţ; *C* – numărul zilelor de iarnă.

Caracteristicile inversiunilor termice din unităţile depresionare mari (Giurgeului, Ciucului şi Trei Fântâni-Bicăjel) au fost stabilite prin calculul diferenţelor (Δt°C) termice zilnice (temperaturi medii, maxime şi minime) dintre staţia Miercurea Ciuc (662 m alt.) şi staţia Lăcăuţi (1776 m alt.). Pe baza acestor parametri, se pot constata următoarele:

- prezenţa acestor fenomene în toate anotimpurile, cu o frecvenţă mai crescută iarna, mai ales după valorile minime;
- intensitatea lor mai mare în semestrul rece al anului, când depăşesc în medie -10°C, dar pot ajunge la o intensitate de peste -20 - -25°C;

- durata inversiunilor depinde de sistemul baric ce traversează teritoriul ţării, ele producându-se de obicei în timpul anticiclonilor, care pot persista peste 5-6 zile, inducând inversiuni de 3-5 zile; au fost şi cazuri când inversiunile s-au menţinut 10-12 zile, iar intensitatea lor a ajuns să depăşească 15°C.

Fenomenul de inversiune termică este răspunzător de diferenţierea, din punct de vedere climatic, a unităţilor depresionare ca areale mult mai reci faţă de întregul lanţ montan. Ele determină apariţia unor fenomene de contrast, cu implicaţii deosebite asupra vegetaţiei (determinând în timp „inversiuni" de formaţiuni vegetale). În final, aceste unităţi depresionare apar ca un areal de discontinuitate geografică, deosebite în peisaj, ca fenomene de azonalitate.

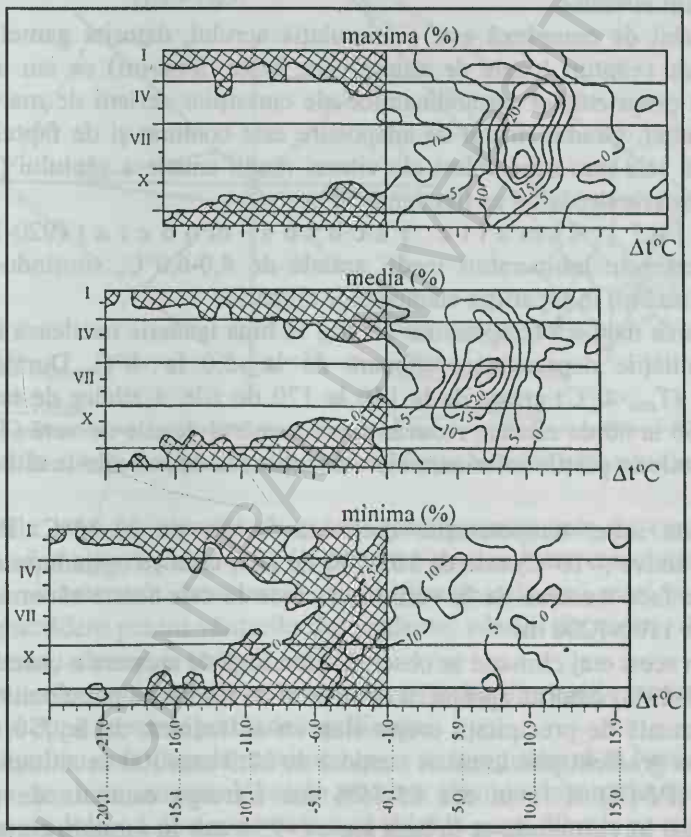


Fig. 10.6. Distribuţia anuală a frecvenţei (%) inversiunilor termice dintre Miercurea Ciuc şi Lăcăuţi.

În perioada caldă a anului şi mai ales vara, umezeala relativă medie este mărită (79-81%), ca urmare a evapotranspiraţiei crescute în condiţiile existenţei covorului vegetal bogat. În formele concave de relief valorile sunt şi mai mari, peste 82%, ca efect al inversiunilor termice.

Umiditatea atmosferică ridicată, ceţurile frecvente şi nebulozitatea ridicată fac ca radiaţia solară să fie mai scăzută decât pe culmile montane.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Orografia îşi pune şi ea amprenta asupra regimului pluviometric prin formarea de focare locale de intensificare a ploilor, datorită accentuării termoconvective, mai ales în lunile de vară. Anual, în acest etaj, ca urmare a poziţiei acestor unităţi în zona de adăpost aerodinamic a culmilor carpatice faţă de masele de aer vestice, umede, de origine oceanică, cantităţile anuale de precipitaţii sunt şi mai reduse, oscilând între 550-650 mm (depresiunile Giurgeului şi Ciucului şi chiar în văile Dămucului şi Bicăjeului).

Durata anuală de strălucire a Soarelui scade în altitudine de la 1850 la 1750 de ore, reliefând astfel puternica influenţă a cadrului geomorfologic local, principala cauză a acestui fenomen fiind diminuarea mărimii orizontului de către versanţii înalţi ai văilor.

Deosebit de complexă este şi circulaţia aerului, datorită gamei variate de vânturi locale (vânturi locale de munte-vale, brize, föhn-uri) ce iau naştere prin modificarea proprietăţilor termodinamice ale curenţilor aerieni de mare amploare indusă de relief. Gradul ridicat de adăpostire este conturat şi de faptul că aici se înregistrează cele mai mici valori ale vitezei medii anuale a vântului (1-1,5 m/s), calmul atmosferic depăşind ca frecvenţă 50%.

E t a j u l c l i m a t i c r ă c o r o s m o d e r a t (920-1300 m) se caracterizează prin temperaturi medii anuale de 4,0-6,0°C, simţindu-se evident influenţa altitudinii în repartiţia elementelor climatice.

Valoarea medie a temperaturii aerului în luna ianuarie oscilează între -4,5 şi -6°C. În unităţile depresionare coboară de la -5,0 la -8°C. Durata anuală a îngheţurilor (T_{min}<0°C) creşte de la 140 la 170 de zile, a zilelor de iarnă (T_{max} < 0°C) de la 60 la 80 de zile/an, reducându-se numărul de zile de vară (T_{max}>25°C), de la 20 de zile în părţile inferioare ale versanţilor la doar 5 zile la altitudini în jur de 1300 m.

În luna iulie, temperaturile oscilează în jur de 13-15°C. Perioada de temperaturi active (>10°C) este de 105-130 de zile, ceea ce oglindeşte faptul că în acest etaj se face trecerea de la verile răcoroase la cele foarte răcoroase în jurul altitudinii de 1100-1200 m.

Tot în acest etaj climatic se observă o tendinţă de creştere a umezelii relative a aerului (81-83%) datorită apropierii de nivelul de formare a nebulozităţii maxime. Cantitatea anuală de precipitaţii creşte slab cu altitudinea, de la 750 mm la 900 mm, dând un gradient pluviometric vertical de 32,9 mm/100 m altitudine. Semestrului cald (IV-IX) îi revin cca 65-75% din întreaga cantitate de precipitaţii, maximul lunar înregistrându-se în luna iunie (>95 mm). În schimb, creşte frecvenţa ninsorilor care înregistrează 12-14 zile lunar în intervalul decembrie-martie şi care sunt absente doar în lunile iulie-august. Durata stratului de zăpadă creşte în raport direct cu altitudinea, ajungând de la 105 zile la 900 m altitudine la 130 zile la 1300 m altitudine.

Circulaţia atmosferică este puternic influenţată de condiţiile orografice, ceea ce evidenţiază rolul de prim ordin pe care îl are relieful în direcţionarea curenţilor de aer, rozele vânturilor alungindu-se de-a lungul văilor (fig. 10.7.). Frecvenţa medie anuală înregistrează valori maxime pentru vânturile din vest şi nord-vest pe

culmile montane, iar pe axele văilor componenta descendentă (vânturile dinspre amonte) deţine procentajul maxim, fiind urmată de cea ascendentă (vânturi de vale).

În partea inferioară a văilor se produc, mai ales în semestrul cald, *brizele de munte* (descendente, de noapte) care afectează un strat gros al atmosferei de 200-300 m altitudine relativă. *Brizele de zi* (ascendente) afectează straturi cu grosime relativă mai mare din părţile inferioare ale versanţilor (>500 m alt. relativă), fiind mai lente (<2 m/s) şi disipate.

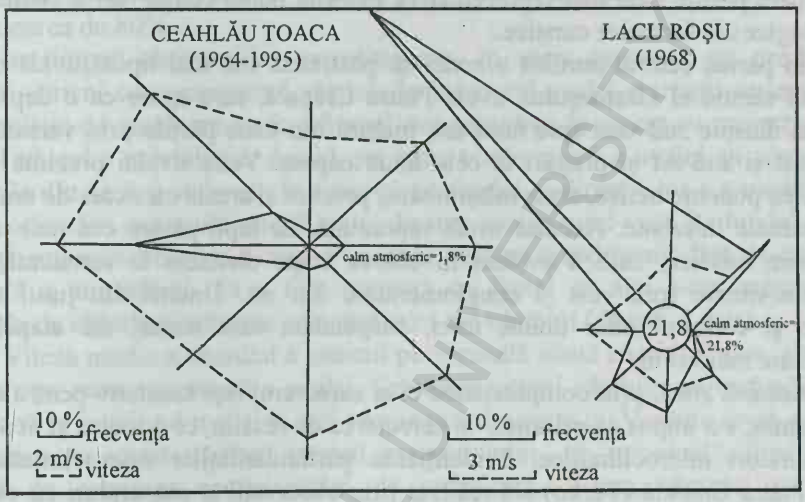


Fig. 10.7. Distribuţia anuală a direcţiei şi vitezei vântului la Ceahlău-Toaca şi Lacu Roşu.

În văile largi cu caracter de culoar (sau pe sectoarele cu caracter depresionar), *circulaţia periodică locală* îşi imprimă predominant caracteristicile. Aici, direcţiile dominante sunt caracterizate şi de vitezele cele mai mari în toate lunile anului, cu precădere pentru vânturile descendente, *vânturi de munte*, dar şi pentru cele ascendente, *vânturi de vale*.

Diurn, cele mai mari viteze le au vânturile din dimineţile perioadei aprilie-septembrie şi după amiezile perioadei aprilie-mai.

În timpul anului, vitezele maxime lunare se înregistrează în luna ianuarie, iar cele minime în luna august. Vitezele maxime absolute lunare depăşesc frecvent 24 m/s, ajungând destul de des la 40 m/s şi chiar la peste 60 m/s pe culmile înalte, mai ales în intervalul decembrie-martie.

Este de semnalat pentru această zonă prezenţa vânturilor de tip „föhn" condiţionată de advecţia maselor de aer umed şi ceva mai rece peste barajul orografic al Carpaţilor. Ele se produc atunci când teritoriul României se află într-un câmp anticiclonic, cu presiuni ridicate de peste 1030 mb în zona intracarpatică, când se produc curenţi catabatici cu viteze de 60 km/h, înregistrându-se creşteri rapide de temperatură şi scăderi ale umezelii aerului. În aceste condiţii se produc doborâturile de pădure pe suprafeţe destul de mari, care au însă un caracter local.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Unele cercetări de detaliu în cadrul acestui masiv montan evidenţiază marea variabilitate a elementelor climatice, care determină un adevărat mozaic de topoclimate locale. Un asemenea studiu s-a efectuat în zona uvalei Piatra Crăpată-Sacadat (Mihăilescu şi Apăvăloaie, 1980).

Zona carstică Piatra Crăpată-Săcădat (1299-1350 m alt.) apare în arealul Munţilor Hăşmaş sub forma unui uluc morfologic suprapus curmăturii care se interpune între capătul sudic al muntelui Fratele şi capătul nordic al culmii conglomeratice a Naşcalatului. În ansamblul peisajului carstic al Hăşmaşului, această zonă apare printre cele mai reprezentative datorită bunei conservări a elementelor morfologice ale formelor carstice.

În partea central-nordică a zonei se păstrează cea mai tipică uvală din tot sistemul carstic al Hăşmaşului, uvala Piatra Crăpată, care apare ca o depresiune alungită dinspre sud-vest spre nord-est, închisă din toate părţile prin versanţi spre nord-vest şi sud-est şi praguri la cele două capete. Vatra uvalei prezintă doline actuale cu ponoare active, zone mlăştinoase, precum şi areale cu exces de umiditate şi muşuroaie înierbate. Această uvală reprezintă, de fapt, partea cea mai joasă a unei zone carstice, care a evoluat în câteva etape distincte la contactul dintre calcarele situate spre vest şi conglomeratele din est. Umerii din jurul uvalei, precum şi conturul unor doline mici, suspendate sunt resturi ale etapelor de carstificare mai vechi.

Această zonă, prin complexitatea ei şi caracterul reprezentativ pentru carstul din Hăşmaş, s-a impus ca prioritate în cercetarea de detaliu, ce a inclus şi observaţii şi măsurători microclimatice. Evidenţierea particularităţilor microclimatice ale uvalei Piatra Crăpată (Terko) s-a realizat prin observaţii şi măsurători cu caracter expediţionar, desfăşurate timp de o decadă, între zilele de 10 şi 20 ale lunii iulie 1977. Cercetările din această perioadă au demonstrat că partea superioară a masivului Hăşmaş, unde se află şi uvala menţionată, la o altitudine caracterizată de obicei de o climă dinamică, puternic influenţată de circulaţia generală a atmosferei, factorul climatogen care îi defineşte în mod hotărâtor trăsăturile microclimatice este relieful. Din analiza elementelor climatice, rezultă că la uvala Piatra Crăpată se conturează cu pregnanţă caracteristicile microclimatice ale formelor concave de relief.

În formarea regimului temperaturii aerului din cadrul uvalei, rolul cel mai important revine răcirilor radiative nocturne ale suprafeţei subjacente, ca şi scurgerilor gravitaţionale ale aerului răcit prin radiaţie de pe versanţi pe vatra acesteia, unde se acumulează şi dau naştere la puternice inversiuni termice. Datorită intensităţii şi frecvenţei mari a inversiunilor, contrastele verticale cele mai accentuate ale temperaturii aerului se manifestă în timpul nopţii şi dimineţii. Inversiunile au fost prezente în peste 80% din cazuri. Cea mai puternică inversiune s-a produs când pe fundul uvalei (sub nivelul de 1200 m) s-a înregistrat în plină vară fenomenul de îngheţ (T_{min}= -0,9°, la 1196 m), în timp ce la punctul de observaţie cel mai înalt (1250 m) s-a înregistrat o temperatură minimă de 5°.

Repartiţia umezelii relative a aerului în uvala Piatra-Crăpată din perioada de observaţii expediţionare, a fost determinată de influenţa fenomenului de inversiune

termică şi, de asemenea, de prezenţa bogatelor surse de umezeală relativă a aerului de pe fundul uvalei (mlaştini şi turbării). Din repartiţia medie pe verticală s-a constatat că atât în intervalul nocturn, cât şi în cel diurn, umezeala relativă a aerului a scăzut cu creşterea atitudinii. Noaptea, contrastul valoric vertical în repartiţia umezelii relative a fost deosebit de evident.

Datorită acumulării aerului rece, dens şi umed pe fundul uvalei, umezeala relativă a depăşit valoarea de 90%. În acelaşi timp, pe rama superioară a uvalei (la 1250 m) aflată sub acţiunea mişcărilor descendente ce însoţesc inversiunile termice şi care antrenează aerul uscat şi cald din atmosfera liberă, umezeala relativă a ajuns sub valoarea de 80%.

În timpul observaţiilor expediţionare, în zona cercetată au predominat curenţii aerieni cu componentă vestică. În interiorul uvalei, curenţii aerieni legaţi de circulaţia de amploare au fost frânaţi sau perturbaţi în raport cu proiecţia lor la nivelul ulucului morfologic. Astfel, pe rama nord-vestică a uvalei au predominat vânturile din vest şi sud-vest, în timp ce pe fundul ei direcţia lor s-a modificat în sensul orientării culoarului morfologic, dinspre vest şi nord-vest. Pe fundul uvalei, la adăpostul versanţilor, s-a creat o zonă de adăpost aerodinamic faţă de circulaţia generală a atmosferei. Ea a fost marcată de faptul că aici s-au înregistrat în perioada de observaţii vitezele cele mai mici ale vântului (de cca. 1 m/s).

Viteza medie a vântului a crescut pe verticală odată cu altitudinea, ajungând la 2 m/s pe rama superioară a uvalei. Creşterea vitezei vântului pe verticală a fost mai slabă în interiorul uvalei şi mai pronunţată deasupra ei. Variaţia orară a vitezei vântului a prezentat trăsături proprii aşa-numitului „tip principal", fiind condiţionată de creşterea coeficientului de turbulenţă. Viteza vântului s-a mărit progresiv, din timpul dimineţii, atingând maximum între orele 11-13 (1,5-4 m/s) după care s-a micşorat, de asemenea progresiv, până la începutul nopţii.

Pe baza analizei repartiţiei principalelor elemente climatice înregistrate în cuprinsul uvalei, în perioada de observaţii expediţionare, s-au delimitat următoarele tipuri de microclimate:

1. Microclimatul fundului uvalei, umed (cu vegetaţie de mlaştină), cu acumulări masive de aer rece în timpul inversiunilor termice şi cu dinamică atmosferică redusă. Acest tip de microclimat se distinge prin cele mai mici valori medii şi minime ale temperaturii aerului. Fenomenele de îngheţ, rouă şi brumă ating frecvenţa cea mai ridicată.

2. Microclimatul versanţilor uvalei, cu răciri relativ moderate în timpul inversiunilor termice şi cu dinamică atmosferică relativ accentuată. În cadrul acestui tip se deosebesc următoarele subtipuri microclimatice:

a. microclimatul versanţilor cu expunere sud-estică, încălziţi intens prin insolaţie;

b. microclimatul versanţilor cu expunere nord-vestică, umbriţi;

c. microclimatul versanţilor cu expunere estică şi vestică.

Etajul climatic răcoros (1300-1670 m alt) se caracterizează printr-o medie anuală a temperaturii aerului cuprinsă între 3,5 şi 1,5°C. Pe măsura creşterii altitudinii, temperatura medie a lunii ianuarie scade de la -6 la -7,5°C, iar

durata anuală a înghețurilor crește de la 160 de zile la 187 de zile, a zilelor de iarnă de la 80 la 100 de zile, iar zilelor cu zăpadă de la 130 la 155 de zile. Frecvența zilelor de vară ajunge la 5 zile/an la limita inferioară a acestui etaj și la 0,1 zile/an la partea superioară.

Temperatura medie a lunii iulie oscilează între 13 și 11°C, iar perioada cu temperaturi active de la 105 la 60 de zile, deci o perioadă scurtă de vegetație.

Limita superioară a acestui etaj climatic se află în zona unde se înregistrează cantitatea maximă de precipitații. Nivelul respectiv, de 1650-1750 m, relativ ridicat în comparație cu celelalte unități carpatice, se datorează faptului că masele de aer vestice umede întâlnesc în calea lor diferite obstacole orografice și precipită, ajungând în unitățile centrale și estice ale Carpaților Orientali sărăcite în umezeală. Aici, prin föhn-izare, cantitatea de umezeală este suplimentar micșorată. Cantitatea medie anuală de precipitații are valori de 900-1000 mm.

La nivelul superior al acestui etaj, viteza medie anuală a vântului atinge 8 m/s. Deplasarea aerului este influențată de curenții aerieni aparținând circulației generale a atmosferei, puternic frânați și perturbați de relief însă, ceea ce determină canalizarea lor de-a lungul versanților văilor.

Etajul climatic foarte răcoros (1670-1792 m alt.) urcă în general până la peste 2000 m altitudine, dar în cazul munților Hășmaș se oprește la altitudinea maximă de 1792 m. În acest etaj climatic se încadrează culmile montane unde, din punct de vedere geobotanic, pajiștea subalpină ia locul pădurii de conifere.

Temperatura medie anuală variază între 1,5 și 0,8°C, a lunii ianuarie între -8,0 și -7,5°C, iar a lunii iulie între 10 și 11°C. Zilele de îngheț, care lipsesc doar în lunile anotimpului de vară, au o durată anuală de 185-190 de zile. Zilele de vară apar sporadic la limita inferioară a etajului respectiv, lipsind de la 1700 m altitudine. În general, verile sunt reci, iar perioada de vegetație foarte scurtă, durata anuală a zilelor cu temperaturi active fiind de 50-60 de zile.

Regimul vântului este de tip advectiv în tot cursul anului, fiind prioritari curenții de aer vestici și nord-vestici. La nivelul superior al etajului respectiv viteza medie anuală depășește 10 m/s, cele mai scăzute valori fiind în lunile de vară (6,6-7,5 m/s), iar cele mai ridicate în lunile intervalului noiembrie-martie (>12 m/s).

Cantitatea anuală de precipitații are tendințe de diminuare (975-1025 mm) la nivelul superior al etajului climatic, datorită procesului de föhn-izare. Numărul zilelor cu ninsoare este de peste 100 pe an, iar durata anuală a zilelor cu strat de zăpadă oscilează între 155 și 170 de zile.

Elementele meteorologice analizate pun în evidență anumite relații între ele și diferite particularități ale covorului vegetal, impunându-se astfel o etajare a diferitelor ecosisteme. Cele patru etaje climatice menționate determină trepte echivalente de vegetație.

Condițiile topoclimatice locale impun apariția unor asociații vegetale specifice, dar, în același timp, și urcarea sau coborârea în altitudine a unor etaje de vegetație. Fenomenele se datorează variațiilor locale, rezultate din însumarea unei multitudini de caracteristici ale elementelor meteorologice.

11. HIDROGRAFIA ŞI HIDROGEOLOGIA REGIUNII

11.1. Hidrografia

Reţeaua hidrografică principală. Munţii Hăşmaşului, alături de cei ai Giurgeului, constituie un adevărat nod orohidrografic din care se dispersează radiar o importantă reţea de ape, aparţinând bazinelor Bistriţei, Mureşului, Oltului şi Trotuşului. Din aria montană a Hăşmaşului, 301,9 km^2 revin Bicazului, sub 30 km^2, Bistricioarei, 33,2 km^2 bazinului superior al Oltului şi 23,9 km^2 Trotuşului; transversal, Hăşmaşul nu este secţionat decât de râurile Bicaz şi Bistricioara, Oltul şi Trotuşul curgând doar pe limita lui vestică şi respectiv estică.

Râul Bicaz. Deşi mulţi autori consideră că îşi are obârşia în Lacu Roşu, se poate accepta Pârâul Oii ca zona sa de obârşie în Poiana Albă (1450 m) între Hăşmaşul Negru (1627 m) şi Telecul Mic (1598 m). Până la confluenţa sa cu Bistriţa, care se face la 415 m altitudine absolută, Bicazul are o lungime de 42 km, din care pe 17 km secţionează transversal sinclinalul mezozoic. Din cei 17 km, pe 4 km străbate Cheile Mari săpate în calcare şi pe 4 km Cheile Mici, adâncite în Conglomeratele de Bârnadu şi calcarele din Munticelu-Surduc.

Bicazul are un debit mediu multianual de 4,28 m^3/s. Scurgerea lui medie variază între 3,24%, valoare minimă înregistrată în luna ianuarie, şi 18,1%, reprezentând media maximă care se înregistrează în aprilie. Scurgerea sezonieră se repartizează astfel: în anotimpul de iarnă râul transportă 11,9% din întreaga cantitate anuală de apă, 42,1% primăvara, 32,6% vara şi 13,4% toamna (fig. 11.1). Cu un asemenea regim al scurgerii, Bicazul se încadrează în tipul de râuri Carpatic Oriental Moldav (COM după Ujvari, 1972) sau Carpatic Estic (CE după Monografia geografică a României, vol. III, 1983); este vorba de ape mari de primăvară-vară şi alimentare pluvială moderată.

Debitele minime ale râului la staţia Bicaz s-au înregistrat în sezonul rece din 1954 (0,53 m^3/s) şi în sezonul cald din 1961 (0,87 m^3/s). În ce priveşte turbiditatea medie, Bicazul se înscrie în aria cu valori cuprinse între 250 şi 500 g/m^3 pentru sectorul cristalino-mezozoic cu roci mai rezistente la eroziune şi între 500 şi 1000 g/m^3 pentru aria flişului; valorile pentru scurgerea solidă medie specifică a râului oscilează între 0,1 şi 1 t/ha/an (*fide* Diaconu, în Ujvari, 1972).

Afluenţii de dreapta ai Bicazului sunt Bicăjelul, Lipchieşul şi Dămucul.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

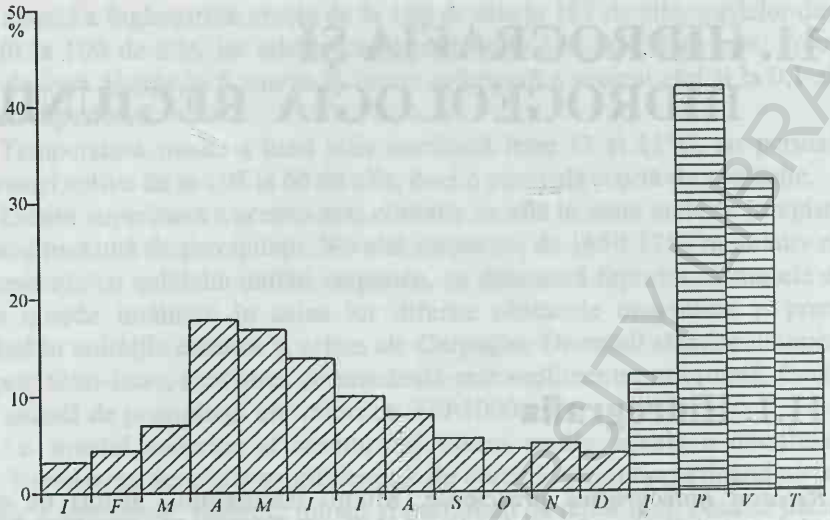


Fig. 11.1. Histograma scurgerii lichide medii lunare şi sezoniere pentru Râul Bicaz specifice regimului carpatic oriental moldav - COM (după Ujvari, 1972):
I-D – lunile anului; *I, P, V, T* – anotimpurile.

Bicăjelul, cu izvoarele sub Plaiul Sacadat (1379 m), are un bazin de 80 km^2 şi o lungime de 20 km. Drenează depresiunea intramontană cu acelaşi nume, având în cursul superior o pantă medie de 18 m/km, pantă ce creşte din nou în cele două sectoare de chei de la Plaiul Rotund şi zona de confluenţă cu Bicazul; cheile menţionate au 1,5 şi respectiv 2 km.

Dămucul, cu un bazin asimetric având afluenţii de dreapta lungi în zona flişului, iar cei de stânga scurţi pe „Creasta" Dămucului până la cumpăna cu Bicăjelul, acoperă o suprafaţă de 150 km^2. Dinspre amonte spre aval, afluenţii de stânga sunt: Pârâul Lupului, Brateşul, pâraiele Arşiţei, Mâţului, Guşei, Piciorului, Frunţii, Străjii, Strungile şi Pârâul Psaltirii.

Cu izvoarele sale sub Culmea Fagului, la 1321 m altitudine, Dămucul, pe lungimea lui de 21 km şi cu o pantă de 23,8 m/km, se înscrie pe o limită structurală, materializată de falia central-carpatică după care zona cristalino-mezozoică încalecă flişul de Ceahlău.

Debitul mediu al Dămucului este de 1,41 m^3/s, cu un minim de 0,307 m^3/s înregistrat în noiembrie şi un maximum de 4,00 m^3/s în iulie (fig. 11.2). Media lunară cea mai ridicată s-a înregistrat în luna iulie 2005 şi a fost rezultatul unei puternice viituri de câteva zile, când debitul râului a atins valoarea maximă de 49 m^3/s, reprezentând de 35 de ori debitul mediu şi de 160 de ori debitul minim. Regimul scurgerii este similar, în mod firesc, celui al Bicazului, întrucât 81% din apa Dămucului se scurge în sezonul primăvară-vară (fig. 11.2).

Pe partea stângă, Bicazul primeşte Cupaşul, Lapoşul, Bardosul, Şugăul, Pârâul Ţepeşeni şi Pârâul Jidanului (Caprei). Cu izvoarele sub Hăghieş (1502 m) şi Obcina Balajului, Pârâul Jidanului, din cei 15 km până la confluenţa cu Bicazul, pe 9 km secţionează sectorul terminal-nordic al sinclinalului mezozoic.

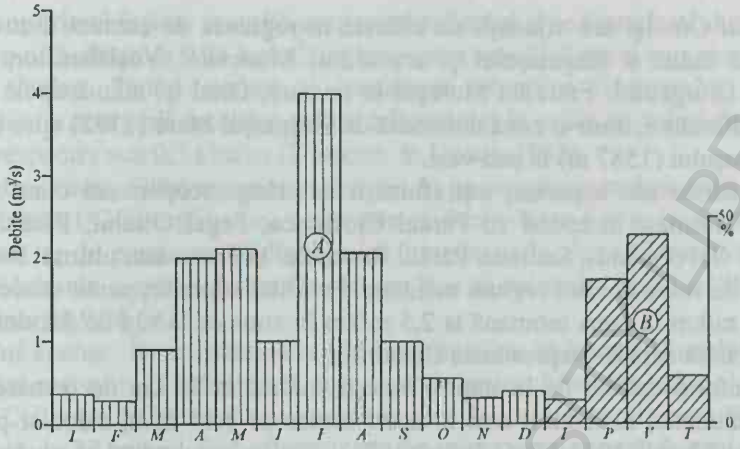


Fig. 11.2. Histogramele debitelor medii lunare (A) şi a scurgerii lichide sezoniere (B) pentru Pârâul Dămuc în anul 2005 (SH - Dămucul de Sus).
I-D – lunile anului; *I, P, V, T* – anotimpurile.

Râul Bistricioara. Îşi are izvoarele sub Munţii Călimani pe la 1350 m altitudine şi are, până la vărsarea în lacul Izvorul Muntelui, 68 km lungime. Secţionează transversal terminaţia nordică a sinclinalului mezozoic pe aproape 10 km, între dolomitele flancului intern şi contactul cu zona flişului de la confluenţa cu Pârâul Pintec. Pe limita de nord a Munţilor Hăşmaş, Bistricioara primeşte ca afluenţi pe dreapta Pârâul Putna Întunecoasă şi Pintecul, iar de pe stânga Măgheruşul şi Prisecanii.

Putna Întunecoasă, care delimitează în extremitatea lor nordică Munţii Hăşmaşului de Munţii Giurgeului, are o lungime de 21 km şi un bazin de 173 km^2, în timp ce Pintecul ce-i desparte de Masivul Ceahlăului are doar 8 km şi un bazin de 28 km^2. La Tulgheş Bistricioara are deja 44,9 km de la izvoare, iar albia sa îşi are patul la 642 m altitudine.

Debitul mediu multianual al Bistricioarei la staţia Grinţieş este de 4,12 m^3/s. Debite minime s-au înregistrat până în prezent în luna ianuarie 1964 (0,95 m^3/s) şi în noiembrie 1963 (1,15 m^3/s). După harta turbidităţii medii a râurilor României, realizată de Diaconu (în Ujvari, 1972), Bistricioara se înscrie în două areale: pentru sectorul vulcanic şi cristalino-mezozoic, turbiditatea se ridică la valori situate între 100 şi 500 g/m^3, valorile crescând în zona flişului unde eroziunea este mai accentuată la 500-1000 g/m^3.

Aceleaşi condiţii ale substratului geologic controlează şi scurgerea solidă specifică, având valori <0,5 t/ha/an pentru sectorul superior al Bistricioarei şi între 0,5 şi 1 t/ha/an pentru jumătatea inferioară a bazinului dezvoltată pe substrat de fliş.

Ca şi Bicazul, Bistricioara se încadrează, din punct de vedere al raionării hidrologice, în tipul Carpatic Oriental Moldav (COM) şi tipul Carpatic Oriental Transilvan (COT) cu ape carbonatate, slab mineralizate şi cu duritate mijlocie (8,4-16,8 GG).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Râul Olt. Îşi are afluenţii de obârşie în regiunea de contact dintre culmea calcaroasă înaltă a Hăşmaşului şi cristalinul Munceilor Voşlăbenilor, integraţi Munţilor Giurgeului. Frate cu Mureşul la izvoare, Oltul îşi adună apele de pe la 1280 m altitudine, dintr-o zonă dominată de Hăşmaşul Mare (1792) spre sud-est şi Bâtca Şipoşului (1587 m) la sud-vest.

În cursul său superior, toţi afluenţii de stânga secţionează clina vestică a Munţilor Hăşmaş, începând cu Pârâul Ciofronca, Fagul Oltului, Pârâul Covaci, Pârâul lui Gal (Galkut), Sedloca, Pârâul Racoşului şi Frumoasa, ultimul înscris deja pe limita de sud a acestei regiuni montane. Pe Oltul superior, panta scade rapid de la cca 25 m/km în zona montană la 2,5 m/km în zona de la sud de Sândominic, de unde râul intră deja în Depresiunea Ciucurilor.

Conform datelor de la staţia Tomeşti, situată la 25 km de izvoare, debitul mediu multianual al Oltului este în acest sector de 1,14 m^3/s, calculat pentru un interval de 32 ani (1933-1965; Bojoi, 1971). Din volumul anual al scurgerii, 71% se produce în sezonul de primăvară-vară (fig. 11.3), iar restul de 14 şi 15% în sezonul de iarnă şi de toamnă. Cu o asemenea repartiţie a scurgerii anuale, Oltul se încadrează în tipul de regim Carpatic Oriental Moldav (COM), având scurgerea medie cea mai ridicată în aprilie (18 %) şi cea mai scăzută în ianuarie (3,53%).

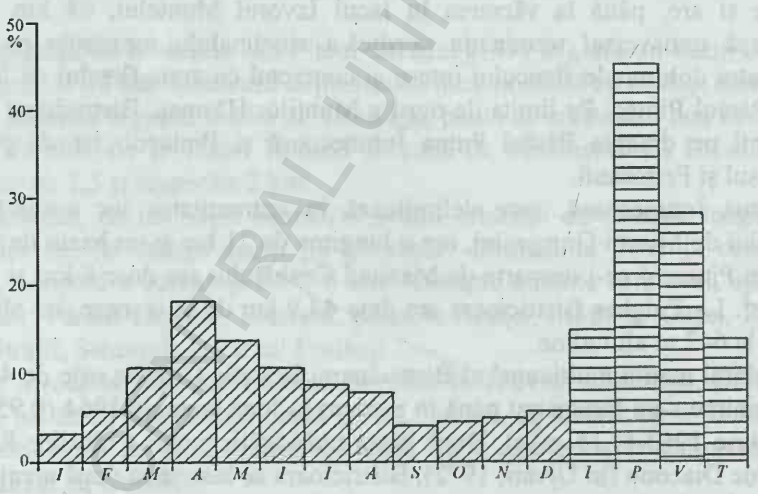


Fig. 11.3. Histograma scurgerii lichide medii lunare şi sezoniere pentru Oltul superior, specifice regimului mixt carpatic oriental transilvan – COT şi carpatic oriental moldav – COM (date după Ujvari, 1972):
I-D – lunile anului; *I, P, V, T* – anotimpurile.

Pentru perioada rece a anului, debitul minim înregistrat a fost de 0,14 m^3/s în ianuarie 1964, iar pentru perioada caldă de 0,28 m^3/s în luna iulie 1950. Înregistrările de-a lungul anilor (Ujvari, 1972) arată că la vărsare în Dunăre, Oltul are un debit mediu de 180 m^3/s şi o încărcătură turbiditică de 1300 g/m^3, de unde reiese că debitul solid mediu este de 234 kg/s, iar eroziunea medie specifică ajunge la 2,14 t/ha/an, valoare ce corespunde la un strat de 0,175 mm/ an.

Comparativ, la staţia Tomeşti, care înregistrează procesele erozionale pe

care afluenţii de obârşie o exercită asupra cristalinului şi sedimentarului mezozoic, Oltul are o turbiditate de 0,25 kg/m^3, iar eroziunea specifică are şi ea valori scăzute, de 0,36 t/ha/an. Faptul explică şi încadrarea Munţilor Hăşmaşului pe harta turbidităţii şi a scurgerii specifice solide a României în ariile cu valori de 0,1-0,25 kg/m^3 şi respectiv sub 0,5 t/ha/an (Diaconu, în Ujvari, 1972).

Hidrochimic, Oltul superior se înscrie în grupa apelor carbonatate cu mineralizare redusă (<200 mg/l) şi cu o duritate mijlocie, între 8,4 şi 16,8 GG. Faptul este ilustrat şi de parametrii hidrochimici înregistraţi la staţia Tomeşti şi anume valori ridicate ale conţinutului în Ca (46 mg/l) şi al anionului HCO_3 (125,5 mg/l), cu o duritate de 9,56 GG.

Râul Trotuş. Îşi are obârşia la 1360 m altitudine în Munţii Ciucului, în zona în care râul respectiv îi delimitează spre vest de sectorul extrem-sudic al Munţilor Hăşmaş. Cel puţin în sectorul său superior, până la localitatea Ghimeş-Făget, râul are o pantă de 33 m/km. Toţi afluenţii săi de stânga secţionează flancul extern al sinclinalului mezozoic, începând din amonte cu Pârâul Rana Mare, Valea Strâmbă, Pârâul Raţei, Valea Întunecoasă şi Pârâul Antaluc. Înainte de Ghimeş-Făget, primeşte, de asemenea pe stânga, Pârâul Valea Rece, ai cărui afluenţi, pâraiele Fagului, Javardi, Salamaşul Mare, Covaci şi Banului, avansează spre vest, împingându-şi izvoarele până spre flancul intern al sinclinalului mezozoic. Lung de 21 km, Pârâul Valea Rece are un bazin de 124 km^2 şi o pantă longitudinală de 27,8 m/km.

La staţia Ghimeş-Făget, debitul mediu al Trotuşului este de 2,92 m^3/s. Scurgerea medie lunară minimă se înregistrează în luna ianuarie (3,20%), iar maxima în aprilie-mai (32,4%). Scurgerea medie maximă se înregistrează în sezonul de primăvară-vară (75,3%), în timp ce iarna şi toamna procentul scurgerii medii este de 11,4% şi respectiv 13,39%. Regimul alimentării şi al scurgerii este şi în cazul Trotuşului de tip Carpatic Oriental Moldav (COM).

Debitele minime înregistrate în sezonul rece şi cald au fost în ianuarie 1969 (0,27 m^3/s) şi octombrie 1963 (0,53 m^3/s). Din punct de vedere al turbidităţii şi al scurgerii solide specifice, valorile sunt aceleaşi ca şi în cazul Bicazului şi al Oltului. Respectiv, Trotuşul se integrează ariei în care turbiditatea variază între 0,250 şi 0,500 g/m^3, iar scurgerea solidă specifică se înscrie între 0,5 şi 1,0 t/ha/an. Parametrii hidrochimici clasifică Trotuşul în categoria apelor carbonatate cu mineralizare de la mijlocie la ridicată (200-1000 mg/l) şi cu duritate, de asemenea, medie (8,6-16,8 GG).

Densitatea reţelei hidrografice. În ceea ce priveşte densitatea reţelei hidrografice, analiza efectuată de către Ciaglic (2005) indică faptul că ea variază în funcţie de substratul geologic. Valoarea maximă a ei, de 3,02 km/km^2, se înregistrează pe aria depozitelor detritice de wildflysch şi a celor conglomeratice. Ea scade pe calcare la 1,81 km/km^2, iar pe dolomite la 1,01 km/km^2.

Aceeaşi variaţie se observă şi dacă se urmăreşte densitatea reţelei hidrografice permanente, intermitente şi temporare. Se constată că şisturile cristaline şi formaţiunile cretacice siliciclastice, respectiv gresiile, argilele, breciile de wildflysch şi conglomeratele postectonice, înregistrează valori mai mari de densi-

tate a reţelei hidrografice permanente şi mai mici la cea intermitentă; pe calcare şi dolomite, raportul este invers, valorile maxime înregistrându-se la reţeaua intermitentă.

Cele mai mari densităţi permanente se realizează pe şisturile cristaline şi pe conglomerate, cu valori de 1,88 km/km^2, iar pe calcare de 0,28 km/km^2. Densitatea reţelei hidrografice intermitente prezintă valorile cele mai ridicate în calcare, 1,52 km/km^2, valori ce scad la 1,15 km/km^2 pe depozitele cretacice siliciclastice şi la 0,80 km/km^2 pe şisturile cristaline.

Valoarea cea mai mică a densităţilor reţelei hidrografice intermitente este de 0,60 km/km^2 şi se înregistrează pe dolomitele triasice unde, de fapt, şi densitatea reţelei hidrografice permanente este cea mai mică; faptul se explică prin duritatea mare şi solubilitatea redusă a acestora în comparaţie cu a calcarelor, având consecinţă directă asupra rezistenţei la eroziune şi la coroziune. Reţeaua temporară apare, după Ciaglic (2005), numai în conglomerate, unde densitatea ei este foarte mică (0,01 km/km^2).

Utilizând criteriul secării râurilor, s-au putut separa în zona montană a Hăşmaşului două tipuri de raioane: raionul în care predomină reţeaua hidrografică cu scurgere permanentă şi raionul cu reţea hidrografică intermitentă. Primul tip se suprapune pe aria cristalinului şi a depozitelor cretacice de factură siliciclastică, reţeaua fiind condiţionată aici de gradul redus de permeabilitate a acestor roci. Cel de al doilea raion, cu reţea intermitentă, corespunde zonelor calcaro-dolomitice, în care permeabilitatea este mai ridicată ca o consecinţă a sistemului de falii şi fisuri.

Raioanele respective se deosebesc după regimul scurgerii lichide şi după debitele solide transportate. În general, afluenţii secundari ai Bicazului, Bicăjelului şi Oltului au la vărsare debite care variază în jurul a 0,100 m^3/s; excepţie face Pârâul lui Lazăr, afluent al Bicăjelului, care are în jur de 0,200 m^3/s întrucât are în mod sigur o alimentare carstică, subterană şi anume izvorul Melekviz.

11.1.1. Lacu Roşu

11.1.1.1. Geneză, evoluţie şi stadiu de colmatare

Este cel mai mare lac de baraj natural din ţara noastră. S-a format în anul 1837, în urma unei alunecări de teren care a afectat masa deluvială generată pe seama formaţiunii cretacice de wildflysch de sub masivul calcaros al Ghilcoşului şi a barat valea Bicazului în sectorul de confluenţă cu Pârâul Suhardului.

Trebuie menţionat faptul că după unele păreri, lacul nu s-ar fi format în anul 1837, ci în 1838 când alunecarea ar fi fost declanşată în urma unui mare cutremur. Încercând să lămurim cât de cât problema, am ajuns la concluzia că o asemenea supoziţie nu este de neglijat. În anul 1838 a avut loc, într-adevăr, un seism pe data de 23 ianuarie, seism care a fost analizat îndeaproape de către Atanasiu (1961). Conform acestui autor, cutremurul a fost de tip moldavic, deci de sorginte vrânceană şi a avut magnitudinea de 8 pe scara Mercalli, fiind resimţit în toată ţara, inclusiv Moldova şi chiar dincolo de ea, de la Lviv şi până la Sevastopol, iar spre

sud până la Constantinopol. Este de menţionat că seismul din anul 1940 a avut o magnitudine de 10 pe scara Mercalli, echivalent pe scara Richter cu magnitudinea de 7,6, iar cel din 1838 cu magnitudinea de 6. Seismul din 1838 este mai apropiat însă de cel din 1977, care a avut magnitudinea de 7,2, echivalentă cu 9 în scara Mercalli.

Lacul a fost descoperit abia în anul 1857 după două decenii de la formare, de trei turişti din Gheorgheni, rămaşi uimiţi de frumuseţea şi sălbăticia peisajului. Cu toate acestea, prima cabană turistică din zonă a fost construită abia în anul 1925. În anul 1910 s-a dat în folosinţă şoseaua Gheorgheni-Lacu Roşu, care mergea, de fapt, până la „Gâtul Iadului", adică până la confluenţa cu Bicăjelul. Abia în 1937 s-a străpuns şi zona de Chei din aval, stabilindu-se în acest fel legătura Transilvaniei cu Moldova prin valea Bicazului, zona intrând definitiv în circuitul turistic naţional.

Fenomenul petrecut aici a preocupat numeroşi geologi şi geografi care s-au referit atât la geneza şi evoluţia parametrilor limnimetrici ai lacului, cât şi la regimul său hidrologic şi de îngheţ (Herbich, 1878; Mihăilescu, 1940; Dragoş, 1957; Pişotă şi Năstase, 1957; Preda, 1967; Bojoi, 1968, 1971; Ciaglic, 2005).

Geneza Lacului Roşu prin alunecare a fost presupusă iniţial de Herbich (1878) şi confirmată ulterior de numeroşi autori (Vadasz, 1915; Mihăilescu, 1940; Zaruba şi Mencl, 1954). O detaliere a procesului de barare a apelor Bicazului a fost făcută de Mihăilescu, după care fenomenul s-a produs prin procesul de „pornitură secundară". După el, acesta s-a desfăşurat în trei etape şi anume: a) formarea grohotişurilor pe versantul nordic al Masivului Ghilcoş în ultima epocă interglaciară; b) descompunerea părţii inferioare a masei de grohotişuri, cu formarea unui amestec de argile cu blocuri; c) înmuierea amestecului şi declanşarea alunecării după o etapă ploioasă a anului 1837.

După Preda (1967), un rol important în formarea argilelor care au favorizat alunecarea l-ar fi avut depozitele din Formaţiunea cu *acanthicum*, respectiv calcarele roşii noduloase, marnele şi gresiile pelitoidale. Disputele privind mecanismul alunecării, ca şi ipoteza fazei de argilizare a trenei de grohotişuri au la origine faptul că pentru toţi autorii citaţi, succesiunea de sub Masivul Ghilcoş era pe atunci considerată una normală cu: dolomite triasice, Lias de Hierlatz, Dogger, jaspuri callovian-oxfordiene, Formaţiunea cu *acanthicum*, Calcarele de Stramberg, Neocomianul şi Urgonianul recifal. În realitate, aşa cum s-a dovedit în ultimele decenii (Săndulescu, 1975), între jaspuri şi Formaţiunea cu *acanthicum* se interpune wildflysch-ul cretacic, Masivul Ghilcoş constituind, de fapt, un mare lambou de acoperire al Pânzei de Hăşmaş (fig. 11.4, 11.5). Ca urmare, wildflysch-ul cretacic a avut toate caracteristicile pe care le presupun procesele de alunecare, inclusiv argilele necesare patului de glisare. Fără îndoială că trena de grohotişuri periglaciare, dar mai ales blocurile mari de calcare din masa acestora au avut rolul lor tensional în declanşarea fenomenului.

Bazinul de alimentare a Lacului Roşu, cu o suprafaţă de 36,6 km^2, este situat într-o zonă montană cu altitudini medii; energia maximă de relief este de 791 m, reprezentând diferenţa dintre oglinda apei lacului (980 m) şi maximul de altitudine

al masivului Hăşmaşul Mare (1792 m). Tributarii lacului sunt Pârâul Oii cu un bazin de 15 km^2 şi o lungime de 6 km, avându-şi izvoarele sub Telecul Mic, Licaşul lung de 5 km şi cu un bazin de 18 km^2 şi Suhardul de numai 2,2 km şi cu un bazin de 3,6 km^2 (foto 11.1).

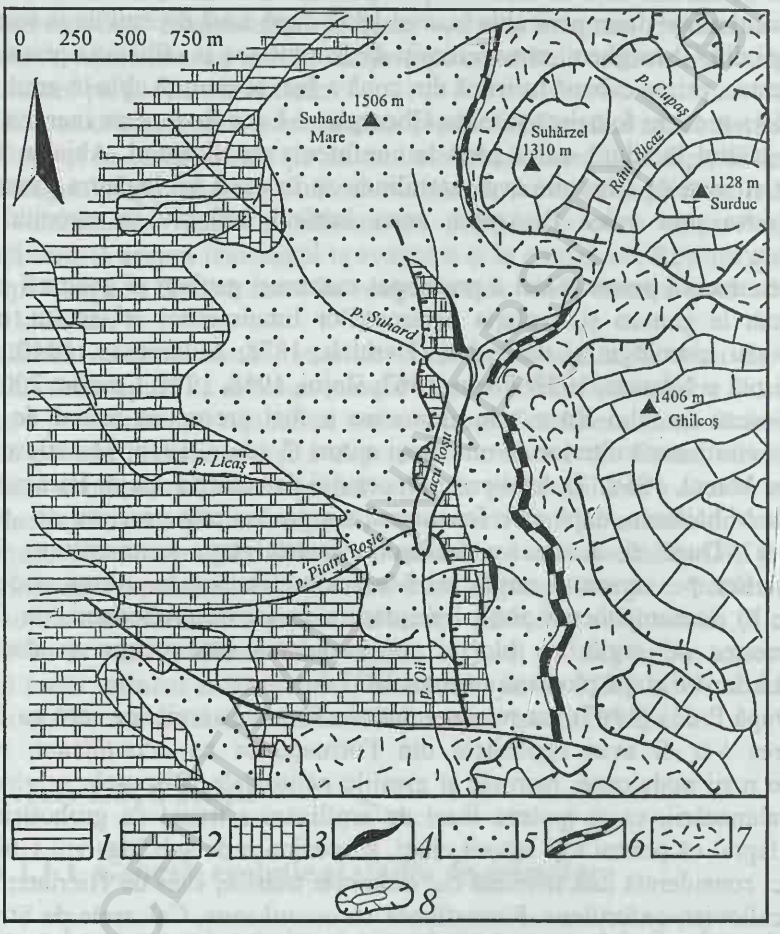


Fig. 11.4. Schiţa geologică a zonei Lacu Roşu (după harta geologică 1:50000, foaia Dămuc): *1* – cristalin; *2* – Campilian-Anisian; 3 – Triasic mediu şi superior; *4* – Liasic în facies de Hierlatz; *5* – Dogger; *6* – Callovian-Oxfordian (jaspuri şi radiolarite); *7* – Barremian-Albian (Wildflysch); *8* – Kimmeridgian-Urgonian (Pânza de Hăşmaş).

În ceea ce priveşte parametrii limnimetrici, se estimează că suprafaţa lacustră iniţială se extindea pe o lungime de 2 km pe braţul Oilor şi 1,6 km pe al Suhardului (Dragoş, 1957). Ridicări topografice efectuate în anul 1957 (Pişotă şi Năstase) au arătat o reducere apreciabilă a parametrilor limnimetrici în comparaţie cu cei primari. După 120 de ani de la formare, elementele sale aveau următoarele valori: lungimea axială pe braţul Oilor 1000 m, lungimea axială pe braţul Suhardului 442 m, suprafaţa 12,6 ha, adâncimea medie 5,4 m, iar cea maximă 10,5 m.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI

Foto 11.1. Lacu Roșu cu principalii săi tributari: în prim plan fruntea alunecării care a creat barajul natural (FA).

Foto 11.2. Barajul lacului de decantare de pe Pârâul Oii în stadiul de colmatare completă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

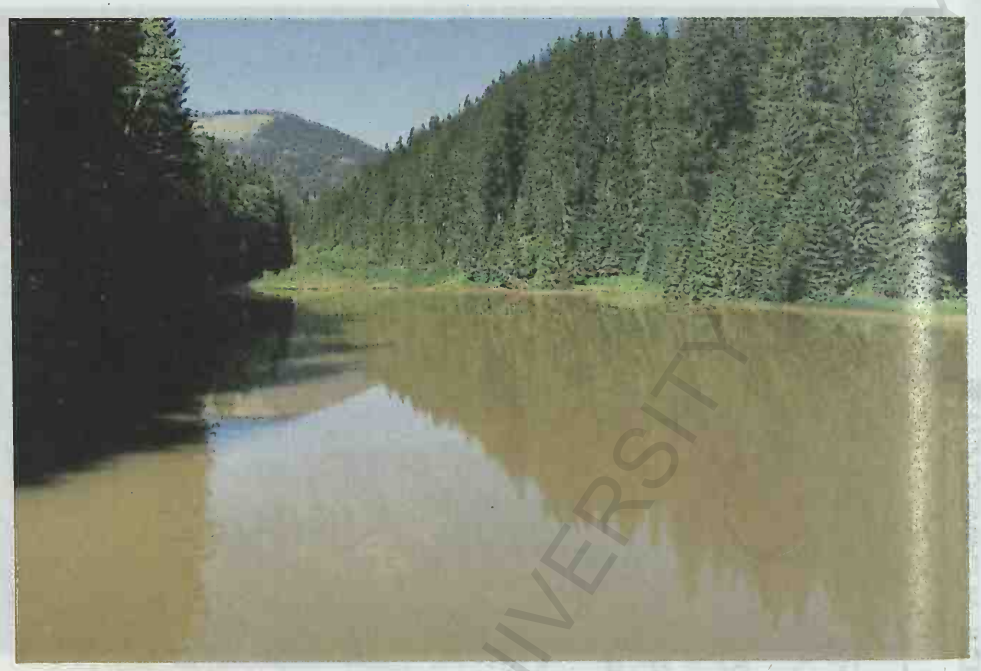


Foto 11.3. Lacul de decantare de pe Pârâul Piatra Roșie în curs de colmatare.

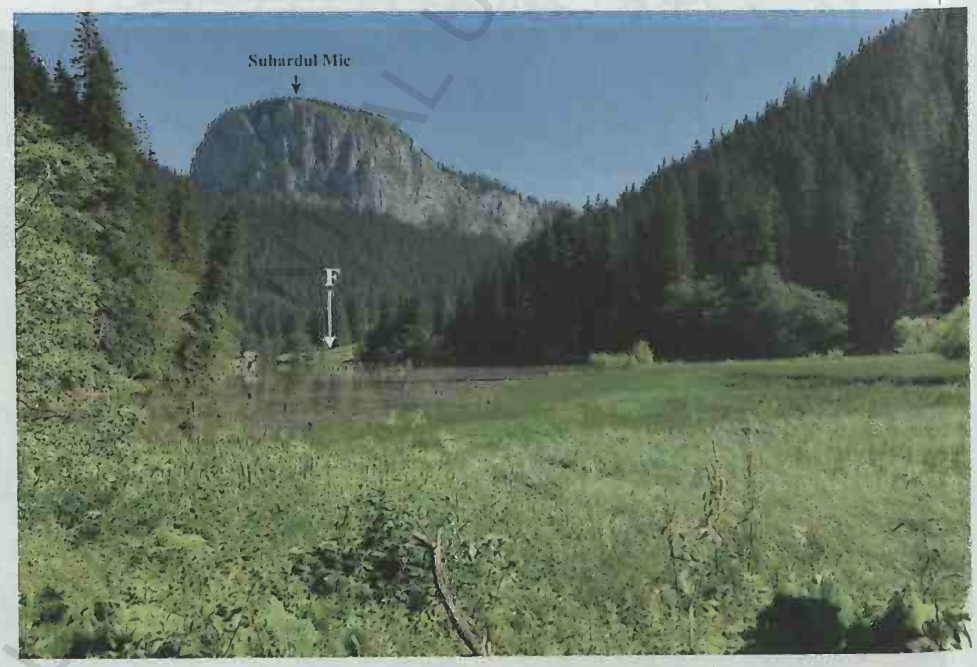


Foto 11.4. Vegetație de *Juncus* în zona colmatată a Lacului Roșu:
F – fruntea alunecării care a generat barajul natural al lacului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reducerile sunt fireşti, întrucât, în timp, lacul a fost supus procesului de colmatare la care au concurat aportul aluvionar al tributarilor, pâraiele Oii, Piatra Roşie, Licaş şi Suhard şi spălările din zona versanţilor limitrofi, la care trebuie adăugată componenta organică, rezultantă a vegetaţiei instalate mai ales pe braţele pâraielor Oii şi Suhard. Substratul geologic care furnizează cele mai multe sedimente sunt şisturile cristaline de pe flancul vestic al sinclinalului, gresiile şi calcaro-gresiile doggeriene şi mai ales formaţiunea cretacică de wildflysch.

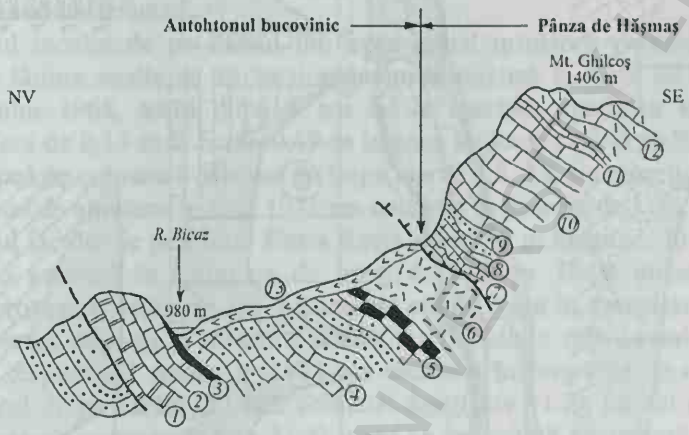


Fig. 11.5. Secţiune geologică în abruptul nordic al Masivului Ghilcoş:
Autohtonul bucovinic: *1* – Campilian-Anisian (dolomite); *2* – Triasic mediu şi superior (dolomite şi calcare); *3* – Liasic de Hierlatz; *4* – Dogger; *5* – Callovian-Oxfordian (jaspuri şi radiolarite); *6* – Barremian-Albian (wildflysch); **Pânza de Hăşmaş**; *7* – Kimmeridgian (calcare noduloase roşii); *8* – Kimmeridgian (calcare cenuşii-verzui); *9* – Kimmeridgian (marne silto-nisipoase); *10* – Tithonic (Calcare de Stramberg); *11* – Neocomian; *12* – Urgonian; *13* – corp de alunecare.

Studii cu referinţă exclusivă asupra sedimentării lacustre (Bojoi, 1968) au arătat că în 130 de ani de existenţă a lacului, avansarea zonei colmatate de pe braţul Pârâului Oii s-a făcut în medie cu 2-5 m/an, grosimea sedimentelor ajungând aici la 5-6 m. Pe acest braţ, în procesul de colmatare, rolul vegetaţiei macrofite este mare (foto 11.2). Vegetaţia macrofită este caracterizată de trei asociaţii vegetale: asociaţia cu *Equisetetum fluviatilis*, asociaţia cu *Scirpetum silvatica* şi asociaţia cu *Potametum natantis* (Nechita, 2003).

Bojoi (1968) a determinat că în aval de confluenţa pâraielor Oii-Licaş-Piatra Roşie, în punctul D (fig. 11.6), ponderea vegetaţiei în procesul de colmatare a fost de 31% la adâncimea de 1,25-1,50 m, corespunzând intervalului secetos dintre anii 1930 şi 1935, când debitul de aluviuni al tributarilor era redus; ulterior, după datele aceluiaşi autor, a crescut aportul aluviunilor celor trei tributari, încât rolul vegetaţiei s-a diminuat cu până la 20%.

După 130 de ani de la formare, volumul de sedimente depus în Lacu Roşu se ridică, după calculele efectuate de Bojoi, la 480 000 m^3. Cum volumul de apă iniţial, calculat de Pişotă şi Năstase (1957), a fost de 680 084 m^3, s-a ajuns la concluzia că după 130 de ani lacul şi-a redus volumul cu cca 40%.

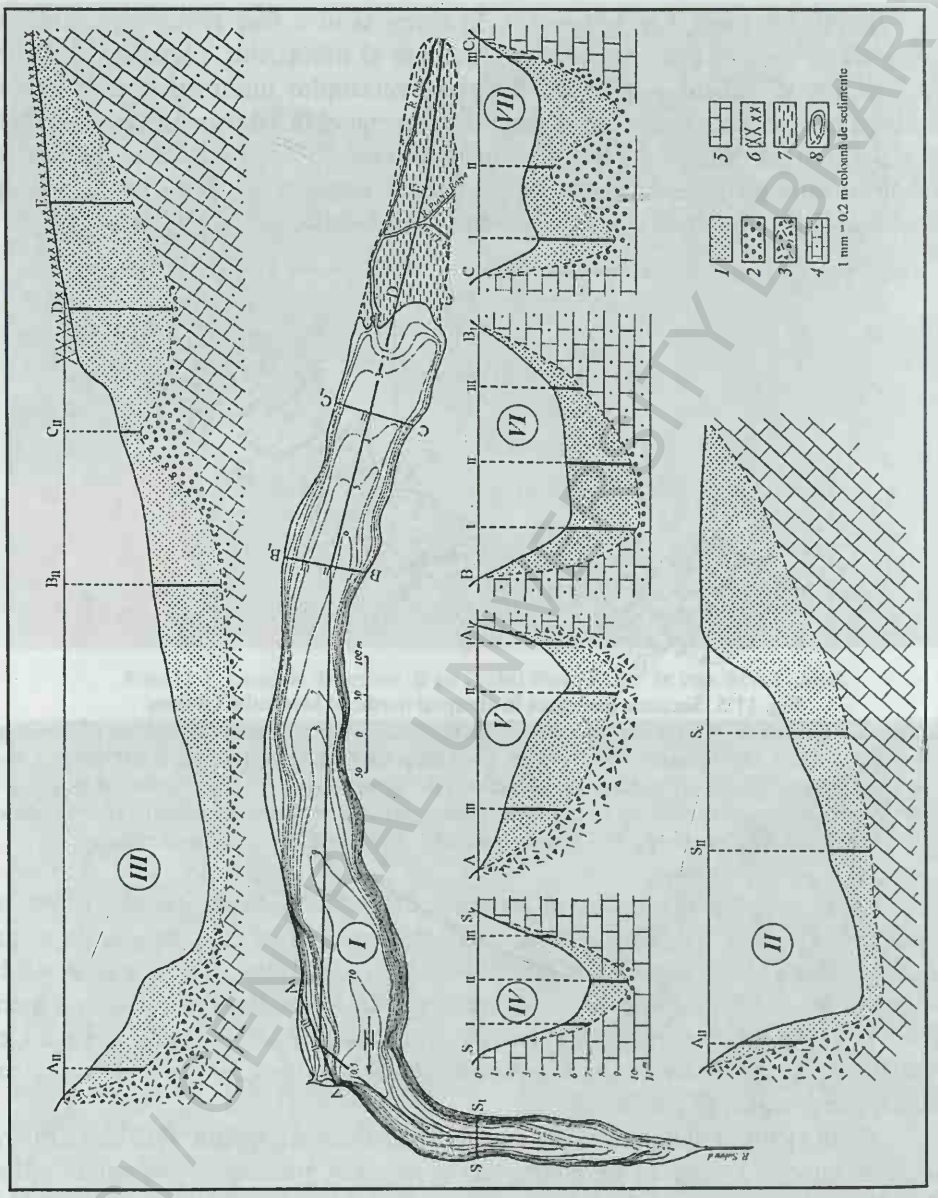


Fig. 11.6. *I* – Schiţa batimetrică a Lacului Roşu (după Pişotă şi Năstase, 1957) şi traseele profilelor longitudinale şi transversale cu poziţia punctelor de colectare a probelor de sedimente (după Bojoi, 1968); *II* – Grosimea sedimentelor de-a lungul profilului longitudinal de pe braţul Suhard; *III* – Grosimea sedimentelor de-a lungul profilului longitudinal de pe braţul Oii; *IV* – Grosimea sedimentelor pe profilul transversal S-S_1; *V* – Grosimea sedimentelor pe profilul transversal A-A_1; *VI* – Grosimea sedimentelor pe profilul transversal B-B_1; *VII* – Grosimea sedimentelor pe profilul transversal C-C_1:

1 – sedimente acumulate în cuveta lacului; *2* – pietrişuri aluviale; *3* – deluvii de alunecare; *4* – gresii şi calcaro-gresii (Dogger); *5* – dolomite (Triasic); *6* – vegetaţie acvatică; *7* – zone mlăştinoase; *8* – curbe batimetrice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Spectrul granulometric al sedimentelor din lac este, după Bojoi (1968), următorul: pietrişuri 6%, localizate mai ales în baza coloanelor de sedimente şi cu precădere pe braţul Pârâului Suhard, nisipuri, de la grosiere la fine, în procent de 87,5% şi silturile de până la 6,5%. Ritmul de colmatare, deşi apreciat ca moderat, a impus de-a lungul timpului crearea lacurilor de decantare de pe Pârâul Oii şi Pârâul Piatra Roşie, care au şi cele mai mari bazine hidrografice, cu scopul de a prelua şi reţine atât debitele de aluviuni târâte din timpul viiturilor, cât şi materialul în suspensie a acestor tributari.

Braţul lacului de pe Pârâul Oii avea iniţial următorii parametri: 250 m lungime, o lăţime medie de 35 m şi adâncimea maximă la baraj de 3,50 m. La nivelul anului 1968, adică după 8 ani de la apariţie, grosimea sedimentelor acumulate era de 0,14 m la baraj, 0,19 m în zona mijlocie şi 0,41 m în zona de la coadă. Ritmul de colmatare calculat de Bojoi era de 2,8, 3,8 şi respectiv 8,2 cm/an; după volumul de aluviuni, în anul 1971 era colmatat în procent de 11%.

Braţul lacului de pe Pârâul Piatra Roşie avea 350 m lungime, 30 m lăţime şi o adâncime maximă în apropiere de baraj de 6,25 m. După numai 6 ani de existenţă, grosimea sedimentelor acumulate era de 8 cm în apropierea barajului, 12 cm în partea mijlocie şi 15 cm la coadă; s-a calculat o rată de sedimentare de 2,7, 4,0 şi respectiv 5 cm/an; în 1971 era colmatat în proporţie de doar 5%. În prezent, lacul de pe Pârâul Oii este colmatat deja (foto 11.2), iar cel de pe Piatra Roşie în curs de colmatare (foto 11.3), ceea ce reprezintă un pericol real pentru viaţa Lacului Roşu şi ar trebui să alerteze serios factorii răspunzători de gestionarea acestui important element al cadrului natural, component al Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.

Regimul termic. Lacu Roşu se încadrează, din punct de vedere al regimului termic, în grupa lacurilor cu regim mixt, prezentând, în funcţie de anotimp, o perioadă cu stratificaţie termică directă în perioadele călduroase şi una inversă în anotimpul de iarnă, separate de două perioade scurte de homotermie (tabel 11.1). Este vorba de o scădere a temperaturii apei odată cu adâncimea, în primul caz şi o creştere a valorilor termice în adâncime, în cel de al doilea.

Tabelul 11. 1. **Rezultatele unor măsurători de temperatură a apei Lacului Roşu, indicând stratificaţia termică directă şi inversă (după Pişotă şi Năstase, 1957; Ciaglic, 2005)**

	Adâncime (m)										
Data	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
08.1955	13,0	12,0	11,0	10,6	10,2	10,0	9,9	9,4	9,0	8,6	8,0
03.1963	0,0	0,6	1,1	1,5	1,9	2,3	2,6	2,8	3,1	3,3	
08.1964	16,5	16,5	13,5	12,5	12,0	11,8	11,0	10,5	10,0	9,5	8,9

Regimul de îngheţ. Iarna lacul se acoperă cu un pod de gheaţă, care variază în faza maximă de îngheţ între 0,45 şi 0,60 m; în iarna 1963-1964, spre exemplu, podul de gheaţă s-a format în prima decadă a lunii decembrie şi a ţinut până în decada a doua a lunii aprilie. În general, durata podului de gheaţă depăşeşte 120-130 de zile anual.

În concluzie, de la formarea Lacului Roşu au trecut 171 de ani. După 130 de

ani, adică la nivelul anului 1968, evaluările au stabilit că el era colmatat în proporţie de 40%. Cum lacurile de decantare de pe pâraiele Oii şi Piatra Roşie nu s-au dovedit o soluţie viabilă în prevenirea colmatării, cum invazia vegetaţiei de pe cele două braţe atinge apogeul, iar volumul de aluviuni al tributarilor este în continuă creştere, ca urmare a regimului pluviometric tot mai ridicat în urma schimbărilor climatice din ultimii ani, se înţelege că viaţa Lacului Roşu este în pericol, cu prejudicii incomensurabile pentru zestrea peisagistică şi echilibrul natural al zonei. În aceste condiţii, anii ce vin obligă factorii responsabili de gestionarea Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş, să găsească o soluţie salvatoare.

În ce ne priveşte, considerăm că decolmatarea lacurilor de decantare nu este o soluţie, din două motive: preţul de cost ridicat al lucrării şi, mai apoi, în condiţiile date, imposibilitatea de a găsi spaţiul necesar depozitării aluviunilor excavate. Decolmatarea ar avea totuşi avantaj numai în cazul în care sedimentele excavate, bogate în material calcaro-dolomitic, ar fi utilizate ca amendament în ameliorarea solurilor acide.

O posibilă soluţie ar putea fi înălţarea barajului natural prin utilizarea anrocamentelor din sursă locală, pentru determinarea unei avansări a apei pe cele două braţe, până aproape de limitele iniţiale. Aceasta ar duce la inundarea şi dispariţia vegetaţiei, cu rol important în ritmul de colmatare.

11.1.1.2. Caracterizare hidrologică şi hidrobiologică

Aspectele hidrofizice, cât mai ales hidrobiologice ale Lacului Roşu au fost urmărite mai mulţi ani de-a rândul de către Ghenciu, care şi-a sintetizat datele de observaţie într-o teză de doctorat finalizată în anul 1972. În consecinţă, toate informaţiile pe care le vom prezenta în cele ce urmează, aparţin acestui autor.

Variaţiile de nivel. Variaţiile de nivel ale lacului au fost urmărite în intervalul 1967-1971. Cel puţin în intervalul menţionat, nivelul minim s-a înregistrat, în mod firesc, iarna, la debitele mici ale tributarilor. El creşte primăvara la topirea zăpezilor, după care are tendinţa să scadă în lunile de vară, deşi în primele două luni se menţine ridicat datorită precipitaţiilor; amplitudinea variaţiilor de nivel a atins, în intervalul menţionat, 60-70 cm.

Transparenţa apei. Variază în adâncime de la 0,20 m la 3,5 m, iar valoarea medie se situează sub 2 m. Transparenţa maximă se realizează iarna şi în ultimele două luni de toamnă. În perioada topirii zăpezilor, ea scade sub 0,50 m. În cea mai mare parte a anului, culoarea apei este verde, iar în perioada viiturilor devine galbenă ca urmare a suspensiilor mâloase bogate în oxizi de Fe.

Date hidrochimice. Pentru întregirea imaginii asupra acestui habitat lacustru s-a făcut şi analiza unor componente chimice ale apei, pentru a se stabili gradul de dependenţă a acestuia faţă de complexul natural în care se situează. Astfel, au fost determinate: conţinutul în oxigen, dioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat, sulfaţii, conţinutul în calciu, clorul, florul, iodul, azotaţii, fosforul, magneziu, substanţa organică, reziduul uscat, duritatea ş.a.

Oxigenul. Conţinutul în oxigen al apei lacului se caracterizează prin valori

relativ mari, mediile lunare variind între 7,8 şi 11,4 mg/l. Limitele absolute de variaţie sunt cuprinse între 3 mg/l la 30 de cm faţă de fund şi 16,7 mg/l la suprafaţă. El are o distribuţie stratificată şi valorile sale scad brusc de la 5-6 m adâncime. În zona celor două braţe ale lacului, cantitatea de oxigen din apropierea fundului este, pe tot parcursul anului, mai mare de 6 mg/l, deşi aici sunt şi cele mai intense procese de mineralizare.

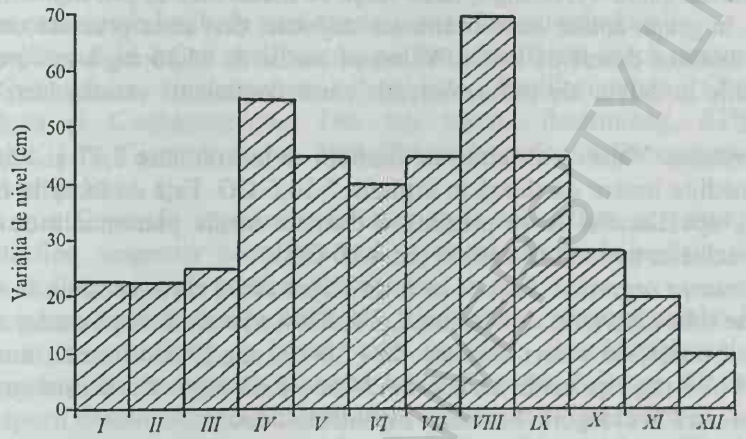


Fig. 11.7. Histograma variaţiilor nivelului Lacului Roşu (după Ghenciu, 1972).

Dioxidul de carbon. În apa lacului acesta variază în limite relativ largi, între 1,28 şi 12,88 mg/l, iar mediile lunare au fost cuprinse între 2,12 mg/l în octombrie 1969 şi 10,92 mg/l în iulie 1972; mediile anuale oscilează între 3,85 şi 8,32 mg/l.

Hidrogenul sulfurat. În perioada studiată s-au evidenţiat cantităţi sub 0,5 mg/l, mai ales în lunile de vară şi în zonele unde adâncimile sunt cele mai mari. Regimul optim de oxigenare a lacului nu favorizează persistenţa acestui gaz, el fiind continuu oxidat. Se estimează că, odată cu evoluţia acestui ecosistem, o creştere a hidrogenului sulfurat până la valori de 6,5 mg/l, nu va dăuna faunei piscicole.

Sulfaţii. Limitele absolute de variaţie a acestora sunt cuprinse, cel puţin pentru perioada studiată, între 2,7 mg/l şi 18,3 mg/l. Mediile lunare au indicat valori cuprinse între 5,4 şi 13,92 mg/l. Lacu Roşu prezintă condiţii favorabile formării compuşilor sulfataţi datorită abundenţei resturilor celulozice, a colmatării minerale şi organice, a existenţei zonelor mlăştinoase şi vegetaţiei; gradul ridicat de oxigenare asigurat de aportul afluenţilor, împiedică însă acţiunea dăunătoare a acestor compuşi. Prin media plurianuală a sulfaţilor, de 9,18 mg/l, Lacu Roşu se situează la limita superioară admisă pentru apele oligotrofe, iar prin valorile maxime, prezintă caracteristicile apelor mezotrofe.

Azotaţii. În perioada iulie 1967 şi august 1970, limitele de variaţie ale azotaţilor au fost cuprinse între 0,07 mg/l şi 2,40 mg/l. Mediile probelor lunare au fost cuprinse între 0,23 mg/l şi 1,73 mg/l, iar cele pe ani, între 0,73 mg/l şi 1,26 mg/l. Pentru întreaga perioadă cercetată, media a fost de 1,10 mg/l. Considerând

faptul că apele de tip oligotrof se caracterizează prin urme de azotaţi, valorile medii şi absolute arătate mai sus situează Lacu Roşu în categoria apelor mezotrofe-eutrofe, indicând condiţii optime pentru fauna piscicolă. Totuşi, sulfaţii evidenţiază sensul de evoluţie a lacului spre un mai mare grad de eutrofizare şi dependenţa lui faţă de complexul geografic limitrof.

Calciul. Prin valorile absolute situate în limitele dintre 20,45 şi 63,7 mg/l şi cele anuale de 43,36-47,43 mg/l, Lacu Roşu se încadrează în privinţa conţinutului în calciu, în grupa apelor cu concentraţie mijlocie, deşi zona prezintă un substrat geologic calcaros destul de extins. Valoarea medie de 45,26 mg/l se corelează cu conţinuturile în calciu ale tributarilor, ale căror conţinuturi variază între 31,60 şi 62,5 mg/l.

Duritatea. Valorile absolute ale durităţii se înscriu între 3,11 şi 12,4 GG, în timp ce mediile lunare oscilează în limitele 7-10,6 GG. Faţă de lacurile oligotrofe (0-4 GG), apa Lacului Roşu prezintă o duritate medie plurianuală de 9,3 GG, similară bazinelor mezotrofe-eutrofe (cu 4-10 GG).

Substanţa organică. Faţă de lacurile oligotrofe al căror conţinut în substanţă organică se ridică la valori de 5-15 mg/l, Lacu Roşu prezintă o apă destul de bogată în atare substanţă, cu valori absolute de 17,0-170 mg/l, valori medii lunare între 27,16 şi 87,94 mg/l şi medii anuale de 34,56-48,63 mg/l. Cu aceste conţinuturi, Lacu Roşu intră în categoria bazinelor mezotrofe-eutrofe.

Reziduul uscat. Valorile absolute ale acestui parametru hidrochimic se înscriu între 12 şi 548 mg/l, mediile lunare între 135 şi 385 mg/l, iar cele anuale între 194-225 mg/l. Aceste valori depăşesc, după consideraţiile autorului, cu mult limita superioară caracteristică apelor de munte (100 mg/l); sub aspect piscicol, autorul îşi exprimă părerea că valorile reziduului uscat sunt admisibile pentru ciprinide, dar nu corespund unei ape destinate dezvoltării păstrăvului.

Vegetaţia. Aceasta cuprinde macrofitele acvatice, fitoplanctonul şi perifitonul.

Macrofitele acvatice. Sunt reprezentate prin următoarele specii (foto 11.4): *Fontinalis autipyretica*, *Equisetum limosum*, *Equisetum palustre*, *Carex rostrata*, *Carex pseudocyperus*, *Carex appropinquata*, *Myriophillum spicatum*, *Potamogeton natans*, *Lemna minor*, *Menta aquatica*, *Salix cinerea*, *Alnus incana* etc. Sub aspect cenotaxonomic, vegetaţia hidro- şi helofilă este reprezentată în primul rând prin asociaţiile: *Equisetetum limosi*, *Caricetum inflatovesicariae*, *C. appropinquatae*, *Equisetetum variegati*, *Scirpetum silvatici* şi *Deschamsietum caespitose*.

Fitoplanctonul. În cadrul acestuia au fost identificate următoarele grupe: *Cyanophyta*, *Euglenophyta*, *Pyrophyta*, *Chrysophyta*, *Bacillariophyta*, *Chlorophyta* şi *Conjugatophyta*. În total s-au determinat 59 de genuri şi 77 de specii. Diatomeele au cea mai mare pondere (51 de taxoni), după care urmează cloroficeele (17 taxoni); cel mai mic număr aparţine cianoficeelor.

Un număr de 6 specii n-au mai fost semnalate în algoflora ţării şi anume: *Dinobrion acuminatum*, *Dinobrion hadzii*, *Kephyrion spirale*, *Kephyrion translucens*, *Kephyrion rubriclaustri*, *Chrysolykos planktonicum*. Multe specii de alge au valoare de bioindicatori cu caracter oligosaprob. Apa Lacului Roşu se

încadrează, după datele autorului, în categoria celor oligosaprobe-beta mezosaprobe cu evidente procese de eutrofizare.

În funcţie de regimul termic al lacului, valorile medii numerice ale fitoplanctonului au oscilat în perioada studiului astfel: în etapa de stratificaţie termică inversă 505 celule/ml; în perioada de homotermie de primăvară 1051 celule/ml de apă; în perioada de stratificaţie termică directă 1265 celule/ml; în perioada circulaţiei de toamnă 922 celule/ml de apă. Valorile maxime s-au înregistrat mai ales în lunile de vară-toamnă şi la sfârşitul primăverii.

Perifitonul. În cadrul perifitonului au fost identificate specii din următoarele grupe: *Cyanophyta*, *Euglenophyta*, *Pyrophyta*, *Bacillariophyta*, *Chrysophyta*, *Chlorophyta* şi *Conjugatophyta*. Din toţi taxonii determinaţi, 62% aparţin diatomeelor, 15% Cianophyceelor, 10% Chlorophyceelor, 6,3% conjugate şi câte 2% restul grupelor.

Fauna. Cuprinde organisme diverse, de la cele aflate pe prima treaptă a consumatorilor, respectiv zooplanctonul şi bentosul, până la cele din vârful piramidei trofice, respectiv peştii şi batracienii.

Zooplanctonul. Cuprinde rotiferele, cladocerele şi copepodele. Rotiferele prezintă un spectru larg de specii din familiile: *Brachionidae*, *Lecanidae*, *Notommatidae*, *Trichocereidae*, *Synchaetidae*, *Testutinellidae* şi *Flosculariidae*. Ele sunt specii cosmopolite, euribionte, caracteristice lacurilor mezo- şi eutrofe.

Cladocerele cuprind specii din familiile: *Bosminidae*, *Chydoridae* şi *Daphniidae*. Valorile numerice cele mai mici de cladocere se înregistrează iarna şi în primele luni de primăvară şi ating maxime în lunile iulie-august şi chiar în septembrie. Valorile se cifrează între 0 şi 320.000 de exemplare/m^3 de apă.

Copepodele aparţin următoarelor familii: *Cyclopidae* şi *Canthocamptinae* cu 8 specii. Ele sunt organisme planctonice ce trăiesc în pelagialul lacurilor şi în majoritate sunt euriterme şi eurihaline. Biogeografic, copepodele din Lacu Roşu aparţin paleoarcticului. Densitatea maximă a lor se înregistrează în timpul stratificaţiei termice directe, respectiv în lunile iulie-august.

Fauna bentonică. Se dezvoltă în legătură cu intensitatea proceselor de colmatare organică şi minerală, deci cu viteza de reînnoire şi înălţare a fundului cuvetei lacustre. Dintre speciile faunei bentonice, autorul menţionează: oligochete, printre care *Tubifex tubifex*, *Tubifex costatum*, *Pristina longiseta*, hirudinee ca *Herpobdella oculata* şi *Hemiclepsis marginatus*, bivalve, respectiv *Pisidium casertarum*, *Acroloxus lacustris*, gasteropode ca *Radix peregra*, *Radix ovata*, *Succineea elegans*, *Mastus venerabilis*, *Mastus transilvanicus* şi specii de *Cypris* dintre ostracode.

Nu lipsesc nici decapodele, trichopterele, dipterele şi odonatele cu speciile: *Astacus astacus*, *Eucyclops macruroides macruroides*, *Cyclops vicinus*, *Macrocyclops albidus*, *Limnophylus politus*, *Limnophylus rhombicus*, *Arichosodes* sp., *Cyrnus* sp., *Simulum* sp., *Chyronomus plumosus*, *Prodiamesa divacea*, *Chyronomus plumosus reductus*, *Tanytarsus lautherborni*, *Microtendipes chloris*, *Procladius* sp., *Somotochlora metallica*, *Pyrrhosoma nymphula*, *Agrion hastulatum*, *Erythroma najas*, *Aeschna grandis*.

Fauna bentonică se dezvoltă mai ales în zonele cu macrofite şi pe cele două braţe, fiind mai abundentă în staţiile cu *Potamogeton* şi *Equisetum*. Sunt bine reprezentate oligochetele, chironomidele, nematodele şi în multe staţii moluştele. Valorile cantitative ale faunei bentonice ating maximum în lunile calde ale anului şi în ultimele două luni de toamnă. Numărul mediu de organisme zoobentonice în staţiile cu macrofite ajunge între 3070 şi 875 exemplare/m^2; pentru chironomide s-a atins un maxim de 7000 exemplare/m^2.

Fauna piscicolă. Din punct de vedere al zonării piscicole, Lacu Roşu se situează în zona salmonicolă superioară, iar prin conţinutul în reziduu uscat, substanţă organică, azotaţi, fenoli etc., apa sa oferă condiţii admisibile. Fauna piscicolă este favorizată şi de condiţiile hidrobiologice, fapt determinat de abundenţa perifitonului, a macrofitelor, a zooplanctonului, zoobentosului şi entomofaunei.

Spectrul piscicol este asigurat de salmonidae cu: *Salmo trutta fario*, *Salmo trutta lacustris, Salmo gairdneri* ssp. *irideus,* apoi cyprinidae, respectiv *Phoxinus phoxinus phoxinus*, *Rutilus rutilus* ssp. *carpathorossicus*.

Amfibieni. În macrofauna Lacului Roşu se mai citează specii de amfibieni şi anume: *Triturus alpestris*, *Triturus montandoni*, *Triturus cristatus*, *Bombina variegata*, *Bufo bufo*, *Rana temporaria temporaria*.

Concluzia generală a autorului este că, în evoluţia sa de la formare şi până în ultimele decenii, succesiunea ecologică a acestui sistem lacustru a parcurs trei etape: etapa de apă deschisă cu regim de lac oligotrof, etapa de invazie a lacului cu macrofite acvatice, având regim de lac oligotrof-mezotrof şi apoi numai mezotrof şi etapa de senescenţă cu regim de lac mezotrof-eutrof.

11.2. Hidrogeologia

Primele informaţii cu caracter hidrogeologic asupra Munţilor Hăşmaşului se întâlnesc într-o serie de sinteze şi monografii şi au un caracter cu totul general. Aşa spre exemplu, Mihăilescu (1963) scoate în evidenţă faptul că în unităţile montane moldo-transilvane, printre care şi Munţii Hăşmaşului, şisturile cristaline se caracterizează prin relativa sărăcie în izvoare, iar insulele de calcare şi conglomerate calcaroase, prin absenţa izvoarelor în zonele de interfluvii, dar frecvenţa mare şi debitele abundente, cu caracter carstic, la contactul cu soclul.

Pe harta raionării apelor freatice din România (Ujvari şi Maroşi, 1972), regiunea montană a Hăşmaşului este integrată în raionul apelor freatice corespunzător masivelor interfluviale, subraionul apelor cantonate în şisturi cristaline şi al apelor freatice azonale, în calcare carstificate şi conglomerate calcaroase slab carstificate.

Cercetări hidrogeologice de detaliu au mai efectuat în zonă Preda (1971) şi, în ultimul timp, Ciaglic (2005). Datele ultimului autor au la bază observaţii şi măsurători amănunţite efectuate în jurul anului 1970, dar publicate mult mai târziu.

Conform observaţiilor făcute de Preda (1971), în Munţii Hăşmaşului toate formaţiunile geologice sunt purtătoare de apă, dar cele mai bogate sunt dolomitele

şi calcarele. Autorul clasifică apele subterane din zonă în următoarele categorii: ape subterane din depozite liasice şi doggeriene, ape subterane din calcare neojurasice şi eocretacice, ape subterane din ariile de wildflysch şi de conglomerate post-tectonice.

Cristalinul, deşi caracterizat de şistozitate şi fisurat, este sărac în ape. Apele meteorice căzute se scurg repede pe versanţi, deoarece fisurile şi planele de şistozitate sunt colmatate cu material argilos rezultat prin dezagregare. Dolomitele triasice, deşi sunt puţin solubile, datorită faliilor şi fisurilor permit acumularea apei, pe care o cedează apoi prin izvoare. Debitul unor asemenea izvoare cu temperaturi de 7-8°C variază între 0,5-20 l/s; asemenea este izvorul Stânei de pe Pârâul Calului al cărui debit ajunge la 20 l/s (tabel 11.2).

În masa calcarelor neojurasice şi eocretacice, aparţinând Pânzei de Hăşmaş, autorul descrie următoarele izvoare :

- izvorul cald Melekviz de tip exurgenţă şi resurgenţă (foto 11.7, 11.8), situat pe Pârâul lui Lazăr, sub abruptul estic al Telecului Mare, cu un debit de cca 0,3 m^3/s şi temperatură constantă a apei de 7°C, motiv pentru care nu îngheaţă iarna;
- izvoarele Trei Fântâni, situate în Depresiunea Bicăjelului la contactul calcarelor din Masivul Fratele cu depozitele de wildflysch, se varsă prin trei emergenţe de unde şi numele; au un debit de 0,5 m^3/s şi temperatura apei de 6,5°C (fig. 11.8);
- Izvorul Rece situat la ieşirea din Cheile Mari, pe dreapta Bicazului la baza calcarelor din Masivul Surduc (fig. 11.9) cu debit între 5-15 l/s şi temperatura apei de 7-9°C (foto 11.5, 11.6);
- izvorul Pârâul Oii, aflat la obârşia pârâului cu acelaşi nume, sub Masivul calcaros al Telecului Mic; are un debit în jur de 3 l/s şi temperatura apei de 7°C;
- izvoarele din Hăşmaşul Negru şi Poiana Albă cu debite în jur de 3-5 l/s şi temperatura apei între 6 şi 7,5°C.

Din aria de dezvoltare a formaţiunii de wildflysch, se descriu izvoarele de la Piatra Hotarului, Piatra Luciului, Piatra Ghermanului şi Masivul Surduc. Toate au debite între 1 şi 2 l/s şi temperatura apei între 6,5 şi 7°C.

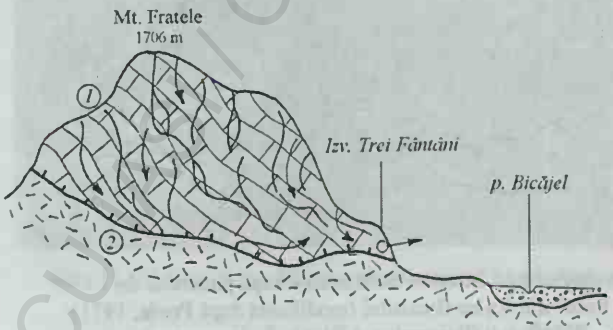


Fig. 11.8. Secţiune hidrogeologică în zona Masivului Fratele la izvoarele Trei Fântâni (modificată după Preda, 1971):
1 – calcare (Tithonic-Urgonian);
2– Wildflysch (Barremian-Albian);
♂– izvor carstic.

După acelaşi autor, toate izvoarele din zonă fac parte din clasa A de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

potabilitate. Mineralizarea totală variază între 240 şi 300 mg/l (tabel 11.2). Dintre elemente predomină Ca în proporţie de 50%, iar Mg reprezintă în medie 7 mg/l. Nici în izvoarele de pe dolomite, Mg nu depăşeşte 20 mg/l. Apele sunt bicarbonatate, calcice, magneziene (fig. 11.10), cu duritatea totală cuprinsă între 10 şi 14 GG. Indicatorii chimici ai acestor ape se află sub limitele admisibile prevăzute de STAS 1342/1961.

Un studiu detaliat asupra izvoarelor din zona Munţilor Hăşmaş a fost efectuat de către Ciaglic (2005), pe baza măsurătorii debitelor şi temperaturilor la intervale de 2-3 luni. Autorul menţionat (*Anexa III*) a grupat izvoarele în funcţie de următoarele criterii (prezentate numai cartografic; anexa 2): I) forma izvorului; II) situaţia geologică şi geomorfologică; III) regimul hidrologic ; IV) debitul.

Tabelul 11.2. **Chimismul apelor unor izvoare din zona Munţilor Hăşmaş (după Preda, 1971)**

Componenţi	Izvoare			
	Izvorul Stânei (p. Calului)	Izvorul Morii (p. Calului)	Trei Fântâni	Cheile Bicazului
cationi				
CO_2 liber	19,80	15,60	22,00	13,20
Ca^{++}	50,00	66,10	65,40	81,70
Mg^{++}	21,20	4,70	7,10	11,90
Na^{+}	2,10	9,00	2,30	5,50
K^{+}	1,40	2,10	1,60	3,40
Total	74,70	81,90	74,40	103,00
Anioni	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
NO_3^-	5,00	urme	lipsă	urme
NO_2^-	0,03	0,007	0,03	0,007
SO_4^-	16,40	18,10	11,10	16,00
HCO_3^-	232,00	220,00	189,50	293,00
Cl^-	6,00	6,00	24,00	10,00
Total	259,43	244,10	224,63	319,00
Reziduu fix	240,00	240,00	230,00	300,00
Substanţe organice	12,00	13,30	9,50	8,20
Duritate totală GG	12,14	10,50	11,00	14,00

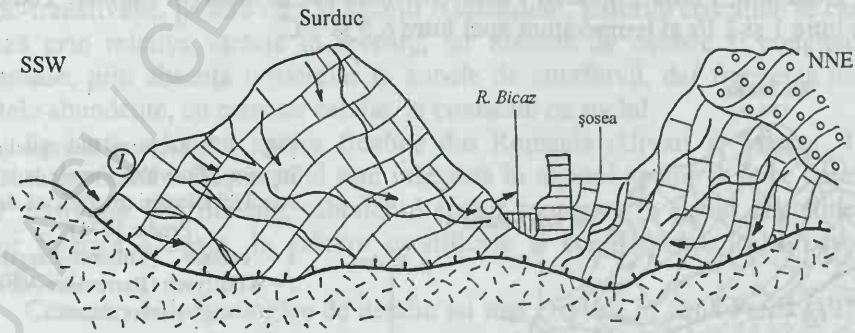


Fig. 11.9. Secţiune hidrogeologică prin Muntele Surduc cu locaţia punctului de emergenţă a izbucului „Izvorul Rece" din Valea Bicazului (modificată după Preda, 1971): *1* – calcare (Urgonian); *2* – Wildflysch (Barremian-Albian); ♂– izvor carstic.

BCU IASI / CENTRALA UNIVERSITARA

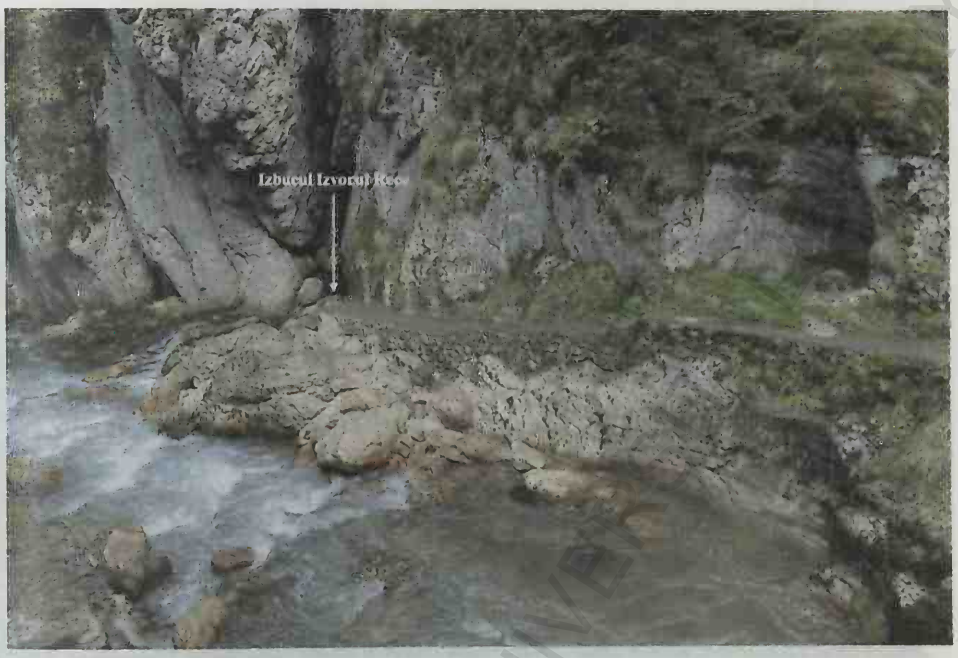


Foto 11.5. Emergenţa izbucului Izvorul Rece, situată la ieşirea Bicazului din Cheile Mari.

Foto 11.6. Marmită în albia majoră a Bicazului în imediata apropiere a izbucului Izvorul Rece.

Foto 11.7. Emergența izbucului Melekviz de pe Pârâul lui Lazăr din Depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel; temperatura constantă a apei indică alimentarea lui cárstică.

Foto 11.8. Izbucul Melekviz de pe Pârâul lui Lazăr, din Depresiunea Trei Fântâni- Bicăjel.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I) **După forma izvorului** au fost deosebite următoarele tipuri de izvoare: 1) izvoare de mlaştină; 2) izvoare obişnuite; 3) izvoare sub formă de pânză freatică; 4) asociaţii de izvoare.

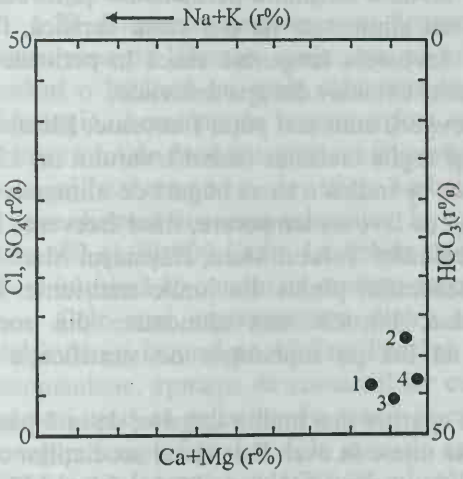


Fig. 11.10. Proiecţia parametrilor chimici ai apelor unor izvoare din Muntele Hăşmaş, în diagrama Tolstîhin (după Preda, 1971): 1 – Izvorul Stânei (p. Calului); 2 – Izvorul Trei Fântâni; 3 – Izvorul Cheile Bicazului; 4 – Izvorul Morii (p. Calului).

Tabelul 11.3. **Debitele şi temperaturile apelor unor izvoare din Masivul Hăşmaş (după Ciaglic, 2005)**

Nr. izvor	Măsurători	Data efectuării măsurătorilor							
		1963					1964		
		Februarie	Martie	Mai	Iulie	Septembrie	Martie	Aprilie	Iulie
12	Debit (l/s)	38,5	42,3	125	67	40	22,5	95,3	84,6
	Temp. (°C)	4	4,1	5,8	5,3	4,5	4	5,5	5,7
13	Debit (l/s)	139,5	235	362	270	180	273	525	210
	Temp. (°C)	4	4,3	5,8	5,8	4,8	4,5	5,6	6,1
31	Debit (l/s)	15,8	80	30	23,8	17,5	63,2	47,4	28,2
	Temp. (°C)	1,2	3,9	6,3	12,5	8	4,7	7,7	9
41	Debit (l/s)	1,1	9,2	12	2,7	0,7	9,7	13,5	12
	Temp. (°C)	5,4	5,8	5,9	6	5,8	4,6	5,7	6,1
42	Debit (l/s)	3,4	28	8	2,5	1,2	17,2	12,4	12
	Temp. (°C)	3,9	5,5	7,3	11,3	8	4,7	6,1	7
43	Debit (l/s)	6,3	19	7	6	3,7	15,4	12,2	10,5
	Temp. (°C)	3,8	5,5	7,3	11,1	8	4,7	6,1	7
45	Debit (l/s)	8,9	42	20	16	10	32,2	21	17,5
	Temp. (°C)	4,9	5,5	6	6,1	5,9	4,5	6	7
47	Debit (l/s)	42,7	80,8	114,3	72	60	115,5	168	119,6
	Temp. (°C)	5	5,6	6,5	6,4	6	4,7	6	7
50	Debit (l/s)	37,2	75,2	105	66,5	59,3	19,5	144	103
	Temp. (°C)	4,9	6,1	6,4	6,4	6	4,8	6	7
65	Debit (l/s)	67,2	81,2	240	113	70,2	33,1	243	198
	Temp. (°C)	4,6	5,5	6	5,9	5,2	4,7	6,3	6,5
128	Debit (l/s)	54,1	79,8	240	125	84	26,2	294	252
	Temp. (°C)	4,7	5,5	6,3	6,1	5,8	4,7	6,5	6,1
166	Debit (l/s)	0,05	0,057	0,247	0,059	0,052	0,042	0,028	0,264
	Temp. (°C)	5,6	5,8	6,2	5,9	5,5	5,6	5,9	5,5

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. *Izvoarele de mlaştină* sunt localizate de obicei la contactul dintre versanţi şi albiile majore ale pâraielor, fiind frecvente mai ales în Valea Bicăjelului.

2. *Izvoarele obişnuite* sunt cele mai numeroase, dar şi cele mai răspândite, ele apărând dintr-un singur punct. Sunt izvoare obişnuite permanente şi izvoare obişnuite temporare. Cele permanente sunt alimentate fie din sursă carstică, fie dintr-o sursă de apă deluvială puternică. Izvoarele temporare seacă în perioadele lipsite de precipitaţii, întrucât sunt alimentate exclusiv din ape deluviale.

3. *Izvoarele sub formă de pânză acviferă* sunt mai puţin frecvente. Ele apar pe planele de stratificaţie ale unor gresii şi argile cretacice (cazul izvorului nr. 128 de pe Pârâul Covaci). Au debite mari, ceea ce indică o sursă bogată de alimentare, probabil subterană. Ele se manifestă totuşi ca izvoare temporare, fiind frecvente în Cheile Bicazului şi în versanţii estici ai culmilor Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Fratele, în urma topirii zăpezilor şi a sezonului ploios din lunile mai-iunie. În majoritate dispar în perioadele secetoase, întrucât sunt alimentate din zona superioară înaltă prin infiltraţiile care au loc pe suprafeţele de stratificaţie a calcarelor.

4. *Asociaţiile de izvoare* constau în apariţia mai multor izvoare, de la 3 până la 5, pe o suprafaţă redusă de teren, care se unesc în aval. Este cazul asociaţiilor cu numărul 17, 18 şi 19 din bazinul Bicăjelului, numărul 142 de pe Pârâul Oii şi 147 şi 216 din bazinul Oltului; se mai citează apoi asociaţiile 10, 12 , 158 şi 166 (Ciaglic, 2006; *Anexa III*).

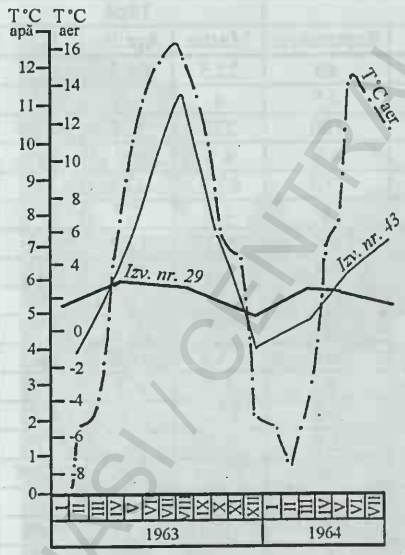


Fig. 11.12. Specificul curbelor regimului termic al unor izvoare în funcţie de tipul sursei de alimentare (după Ciaglic, 2005):
29 – izvor carstic (Melekviz); 43 – izvor obişnuit.

II) După situaţia geologică şi geomorfologică există mare diversitate de izvoare dacă se analizează răspândirea lor în raport cu substratul geologic şi cadrul morfologic. Din acest punct de vedere, autorul separă 7 tipuri specifice de izvoare: 1) izvoare la baza solurilor; 2) izvoare carstice; 3) izvoare de falie; 4) izvoare de vale; 5) izvoare de grohotişuri şi conuri aluviale; 6) izvoare în albie; 7) izvoare de zone depresionare înalte şi de înşeuări.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1) *Izvoarele de la baza solurilor* apar frecvent pe podurile unor trepte de relief şi pe versanţii suprapuşi cristalinului şi complexului grezo-argilo-brecios de wildflysch cretacic care condiţionează o scoarţă de alterare groasă; alimentarea lor este asigurată de stratele acvifere cantonate la baza scoarţelor de alterare.

2) *Izvoarele carstice* sunt legate de aria calcarelor aparţinând Pânzei Transilvane de Hăşmaş; unele apar pe aria siliciclastică a wildflysch-ului, dar au evident o legătură cu apele subterane legate de carst, fapt trădat de regimul lor hidrologic. Acest tip de izvoare a fost considerat de tip pseudocarstic. Izvoarele carstice sunt de două categorii: a) izvoare de tip izbuc şi b) izvoare de tip strat.

a) Izvoarele de tip izbuc se evidenţiază prin debitul foarte mare şi apar obişnuit din masa calcarelor. În perioada de primăvară pot ajunge la debite între 400 şi 20 000 l/min. La debite mari, apa apare la zi sub presiune din care cauză imprimă izvoarelor un caracter ascendent.

Cele mai reprezentative dintre toate sunt următoarele: izvorul nr. 29 Melekviz şi izvorul nr. 12 Trei Fântâni, localizat în conglomeratele postectonice cenomaniene, aproape de contactul lor cu calcarele din Masivul Fratele. Debitele lor mari arată că galeriilor din masiv în care se înmagazinează apa de infiltraţie, le corespund suprafaţe destul de mari de colectare. Se estimează (Ciaglic, 2005) că Melekvizul, la un debit de 789,83 m^3/oră, drenează, în raport cu volumul anual de precipitaţii, o suprafaţă de 10,64 km^2. În aceeaşi situaţie se află şi izvorul nr. 12, Trei Fântâni, care are un debit pe oră de 213,84 m^3; raportat, de asemenea, la precipitaţiile care cad anual aici, reiese că el îşi adună apele de pe o suprafaţă de drenaj de 2,498 km^2.

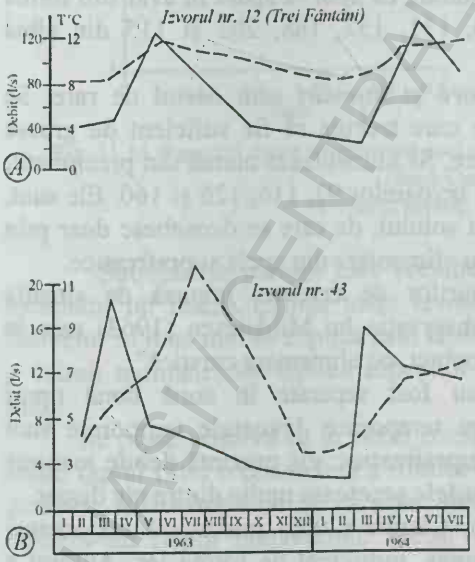


Fig. 11.13. Curbele de variaţie ale debitului (linie continuă) şi temperaturii (linie întreruptă) în funcţie de tipul izvorului (după Ciaglic, 2005): *A* – izvor carstic; *B* – izvor obişnuit alimentat de ape deluviale.

b) Izvoarele de tip strat apar sub formă de acvifere pe suprafaţa stratelor. Au o scurgere laminară şi le lipseşte cu desăvârşire caracterul turbulent al apei. Mare parte din izvoarele carstice sunt mascate de deluviile de versanţi, din

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care cauză apar ca izvoare de grohotişuri, de vale sau chiar de la baza solului. Legătura lor cu carstul este evidenţiată însă de regimul hidrologic.

3) *Izvoarele de falii* sunt puţine la număr şi au debit relativ bogat. Dintre acestea se evidenţiază izvorul nr. 158, izvorul nr. 126 şi asociaţia de izvoare 164 (anexa 2).

4) *Izvoarele de vale* sunt localizate aproape exclusiv în compartimentul superior al depresiunii Bicăjel-Trei Fântâni. Ele formează o linie de izvoare continuă, pe o distanţă de peste 6 km. Unele dintre ele au debite mari, oscilând în perioada de primăvară între 200 şi 400 l/min.

5) *Izvoarele de grohotişuri şi conuri aluviale* sunt specifice aripii vestice a Munţilor Hăşmaş, în bazinul Pârâului Oii şi bazinul Oltului. Izvoarele de grohotişuri apar în zona de obârşie a pâraielor de sub cuvertura de depozite periglaciare care însoţeşte abruptul vestic al Telecului Mic, Hăşmaşul Mare şi Fratele. Sunt alimentate de stratul acvifer cantonat la baza unor conuri. Au debite mari datorită volumului apreciabil al trenelor de grohotişuri cu capacitate de reţinere a precipitaţiilor. Acestui tip îi aparţin izvoarele nr. 137, 142, 147, 173 ş. a.

Pe flancul estic ele lipsesc din cauza dezvoltării insignifiante a conurilor de grohotişuri. Izvoarele din conurile aluviale sunt rare şi cel mai caracteristic este cel din conul Pârâului Sec. La acesta se adaugă izvoarele 120 şi 234. Debitele lor variază în funcţie de mărimea conului şi de permeabilitatea materialului component. Când predomină materialul argilos, debitele sunt mici.

6) *Izvoarele de albie* sunt interesante ca geneză. Se localizează în sectoarele mijlocii ale unor văi; imediat mai jos de obârşie, apa dispare în depozitele grosiere care formează patul albiilor, circulând subteran, ca apoi să apară în aval sub forma unor izvoare. Este cazul izvoarelor 130, 131, 132, 188, 203 şi 115 din albia Bicazului, la ieşirea din Cheile Mari.

7) *Izvoarele din zonele depresionare şi înşeuări* sunt destul de rare. Se localizează la baza scoarţelor de alterare care trebuie să fie suficient de groase pentru a permite apariţia unor strate acvifere. Se alimentează numai din precipitaţii, încât au debite mici în general. Este cazul izvoarelor 93, 116, 126 şi 160. Ele sunt, de fapt, o variantă a izvoarelor de la baza solului, de care se deosebesc doar prin faptul că apar la altitudini mai ridicate şi au alimentare din apele suprafreatice.

Cu toată diversitatea mare a tipurilor de izvoare, impusă de situaţia geologică şi de relief, rămâne valabilă observaţia lui Mihăilescu (1963) care le consideră, la modul general, „izvoare de contact, cu alimentare carstică".

III) După regimul hidrologic au fost separate în zonă două tipuri principale: izvoare permanente şi izvoare temporare. Izvoarele temporare sunt alimentate exclusiv din ape deluviale şi suprafreatice; ele prezintă debite maxime imediat după topirea zăpezilor, iar în perioadele secetoase multe dintre ele dispar.

În categoria izvoarelor permanente, Ciaglic (2005) integrează majoritatea izvoarelor din zona Cheile Bicazului-Hăşmaş, indiferent de forma lor. Autorul a recunoscut trei subtipuri:

a) unul caracterizat de creşteri bruşte ale debitelor în luna martie, urmate de scăderi tot atât de bruşte, care continuă cu debite mici. Acest subtip are variaţii

mari de temperatură a apei, cu amplitudini de peste 12°C, cu maxime în iulie-august şi minime în decembrie-februarie;

b) unul cu creşteri bruşte ale debitelor la sfârşitul lui aprilie şi începutul lunii mai, urmate de o perioadă de scădere mai lentă; acest subtip are un regim homoterm, cu amplitudini mici, de până la 2°C; minimele de temperatură se înregistrează în perioada decembrie-martie. Este cazul izvoarelor numărul 12 şi 65 (tabel 11.3);

c) al treilea subtip a fost denumit de tranziţie; acesta prezintă o creştere a debitelor în luna martie ca şi primul subtip, dar cu maxime în aprilie-mai ca cel de al doilea tip. Amplitudinea variaţiilor de temperatură de la un sezon la altul este destul de scăzută, cu puţin peste 2°C, temperaturile maxime atingându-se în lunile iulie-august; izvoarele tip pentru această categorie sunt numărul 41, 47 şi 125 (tabel 11.3).

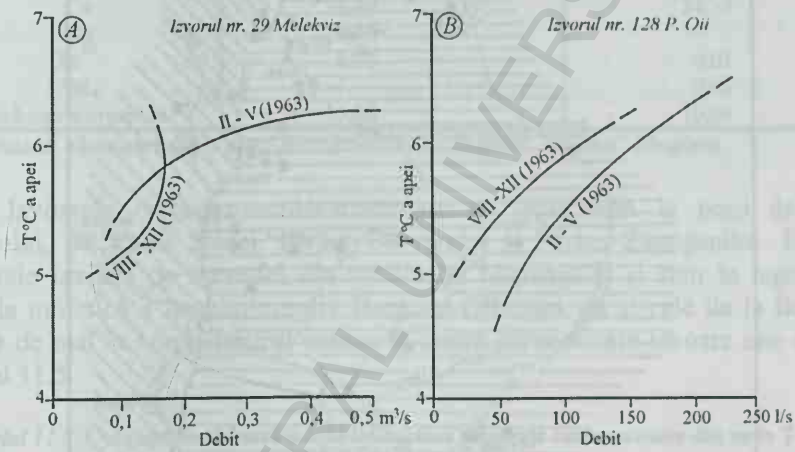


Fig. 11.14. Raportul dintre temperatura apei şi debitul lichid pentru diverse tipuri de izvoare (după Ciaglic, 2005):
A – izvor carstic; *B* – izvor obişnuit.

Subtipul izvoarelor care prezintă creşteri bruşte la sfârşitul lui aprilie şi începutul lui mai, cuprinde toate izvoarele carstice şi pseudocarstice. Creşterea debitelor în luna mai se explică prin faptul că zona carstică ocupă partea superioară a culmii montane, iar topirea zăpezilor se produce aici mult mai târziu (aprilie-mai).

Se poate observa că în cazul izvoarelor carstice, scăderea debitelor este mai lentă, faptul fiind o consecinţă a rolului de rezervor de apă pe care-l are carstul în general. Adâncimea de la care se alimentează izvoarele carstice (500-600 m) conferă un regim homotermic apelor (fig. 11.14). În perioada debitelor mari, izvoarele carstice au un caracter ascendent la ieşire, în timp ce la debite mici devin descendente, caz în care scurgerea se face sub nivel liber.

Participarea regimului termic al atmosferei la stabilirea regimului termic al apei diverselor tipuri de izvoare este destul de evident. Astfel, s-a putut constata

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(Ciaglic, 2005) că temperatura medie anuală a apei majorităţii izvoarelor, indiferent de sursa de alimentare, este cu puţin mai ridicată de 6°C, fiind deci foarte apropiată de temperatura medie anuală a aerului, cuprinsă între 5 şi 7°C (fig. 11.12).

Apele minerale. Este interesant de consemnat că în aria sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului există şi alte tipuri de izvoare, respectiv minerale (sulfuroase şi carbogazoase). În parte, ele au fost semnalate pentru prima dată de către Atanasiu (1928).

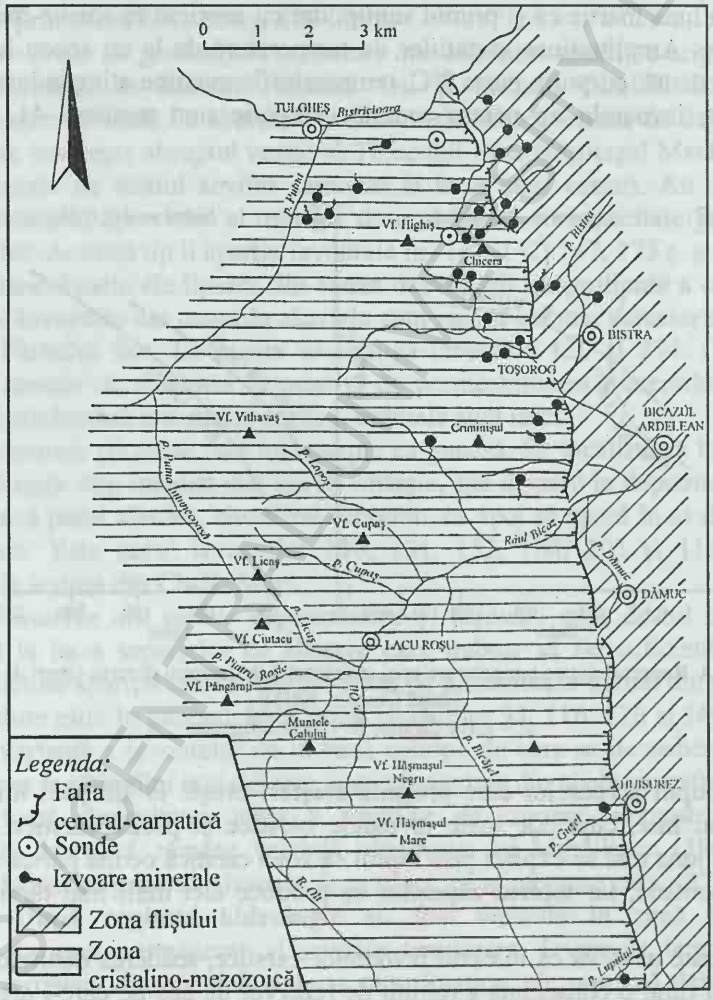


Fig. 11.15. Izvoarele de ape minerale din zona montană Hăşmaş-Tulgheş (după Preda şi Todiriţă, 1978).

Izvoarele sulfuroase se găsesc în bazinul Dămucului şi anume pe Pârâul Guşei şi Pârâul Lupului. Primul este cantonat la contactul dolomitelor triasice cu soclul cristalin, iar cel de al doilea se plasează în fâşia marno-calcarelor roşii-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

vişinii din membrul bazal al Formaţiunii cu *Aptychus*, de vârstă jurasic superioară. Gradul de mineralizare mai ridicat este dat de prezenţa unui procent mai mare de sulfaţi, ceea le clasifică în categoria izvoarelor sulfuroase (tabel 11.4); nivelul de mineralizare trebuie să fie cu mult mai ridicat, întrucât recoltarea apei pentru analize s-a făcut într-o perioadă deosebit de ploioasă (Grasu, 1969). Izvorul de pe Pârâul Lupului are un debit mai însemnat, ceea ce a făcut să aibă o uşoară amenajare, semn că e folosit ocazional de către localnici în scop balnear.

Tabelul 11.4. **Compoziţia chimică a izvoarelor sulfuroase de pe Pârâul Guşei şi Pârâul Lupului – bazinul Dămucului (după Grasu, 1969*)**

Componenţi (mg/l)	Pârâul Lupului	Pârâul Guşei
Cloruri	2,84	3,55
Sulfaţi	35,56	32,82
H_2S	0,049	0,092
Ca	34,46	34,14
Mg	28,21	-
Fe^{++}	0,07	0,01
NH_4	-	0,01
Substanţe organice	15,00	10,00

*Determinări efectuate în laboratorul de hidrochimie al Staţiunii „Stejarul" Pângăraţi

Izvoarele carbogazoase-bicarbonatate se localizează la nord de Valea Bicazului, pe Valea Stânei, Pârâul Borvizului şi Pârâul Zănogenilor. Ele sunt singurele izvoare de acest fel din sinclinalul Hăşmaşului şi stau în legătură cu aureola mofetică a lanţului eruptiv Harghita-Călimani, ca şi cele de la Borsec şi Bilbor de mai la nord; spectrul chimic al unora dintre aceste izvoare este redat în tabelul 11.5.

Tabelul 11.5. **Compoziţia chimică a apei izvoarelor minerale carbogazoase din zona Toşorog (după Grasu, 1969*)**

Componenţi (mg/l)	Izvorul			
	Valea Stânei	Pârâul Borvizului (1)	Pârâul Borvizului (2)	Pârâul Zănogeni
HCO_3	2562	2379	976	2440
CO_2 liber	638	968	649	849
SO_4	23,52	74,72	46,12	61,81
SiO_2	-	20	20	-
NO_2	0,005	0,005	0,030	0,005
NO_3	0,800	-	-	0,23
Ca	32,0	379,32	160,32	202
Mg	11,67	85,12	6,21	44,26
Cl^-	41,89	12,78	42,6	7,81
Fe^{++}	0,77	0,24	0,100	0,550
Reziduu fix	278	1970	788	1270
Substanţă organică	7,49	4,59	5,84	5,04
Temperatură (°C)	10,7	8,7	9,76	11,9
Debit (l/zi)	2688	8640	8304	4152

*Determinări efectuate în laboratorul de hidrochimie al Staţiunii „Stejarul" Pângăraţi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un studiu de mai mare detaliu asupra izvoarelor de ape minerale din zona montană Hăşmaş-Tulgheş a efectuat Preda (1973) şi Preda şi Todiriţă (1978). După aceşti autori, pe lângă izvoarele carbogazos-bicarbonatate legate de zona sinclinalului mezozoic, se mai întâlnesc şi izvoare legate de zona flişului de Sinaia din Pânza de Ceahlău. Primele sunt plasate atât pe şisturi cristaline, cât şi pe sedimentarul bucovinic.

Izvoarele de pe flişul de Sinaia (fig. 11.15) sunt bicarbonatate sodice, bromiodurate şi, mai rar, carbogazoase. Gazele din aceste ape sunt CO_2 şi H_2S. Primul provine din degazeificarea vetrelor magmatice Harghita-Călimani, în timp ce hidrogenul sulfurat este de origine externă.

După informaţiile lui Pricăjan (1972, 1985), toate izvoarele minerale de pe cristalinul zonei Tulgheş au debite mici, cuprinse între 20 şi 40 l/h. Singurul izvor intrat în circuitul economic este cel de la Toşorog şi anume de pe Pârâul Borvizului. El a fost studiat de către Pricăjan şi Nainar (în Pricăjan, 1985). După cei doi autori, apa care se mineralizează cantonează în dolomitele triasice, iar ascensiunea dioxidului de carbon se face pe linii de falii (fig. 11.16). Este o apă minerală carbogazoasă arteziană prin gazliftare naturală şi cu un debit de 3 l/s. Analizele autorilor indică următoarea mineralizare: 1311 mg/l HCO_3, 232 mg/l Ca, 125,8 mg/l Mg.

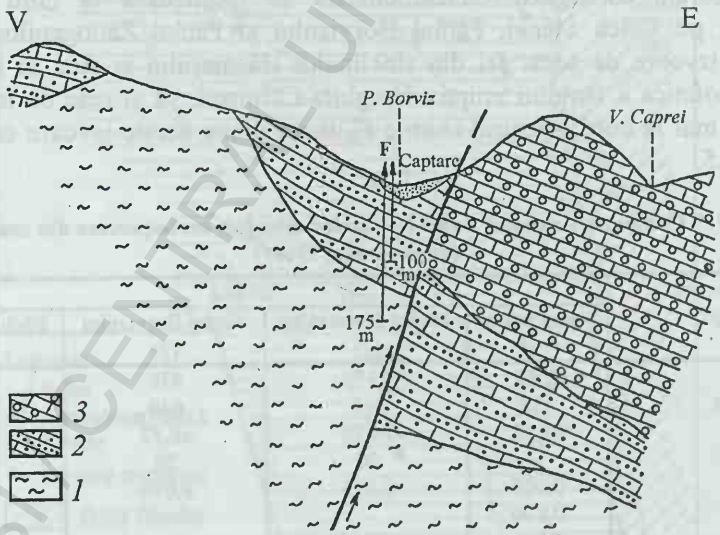


Fig. 11.16. Secţiune geologică prin zăcământul de ape minerale de la Toşorog – Bicazu Ardelean (după Nainer, din Pricăjan, 1985):
1 – şisturi cristaline; *2* – dolomite (Triasic); *3* – Conglomerate de Bârnadu (Vraconian-Cenomanian); F – Foraj (IFLGS).

După Pricăjan (1985), un alt izvor care s-ar preta pentru exploatare este cel de pe Pârâul cu Peşti de sub Chicera, afluent de stânga al Pintecului, cu un debit de 400 l/h, o mineralizare totală de 3500 mg/l şi o concentraţie de CO_2 de 1400 mg/l.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 11.6. **Compoziţia chimică a apei izvoarelor minerale din zona montană Tulgheş-Hăşmaş (după Preda şi Todiriţă, 1978)**

Izvorul	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	CO_2	Mineralizare
Gherman-Bicaz	3,5	0,9	268,4	1,5	1,7	60,9	10,2	14,8	387,2	790,5
P. Lupului-Dămuc	3,0	35,0	244,0	20,1	3,8	32,3	27,3	-	26,4	394,8
P. Guşei-Dămuc	8,0	37,8	348,0	32,7	9,8	63,9	22,1	0,14	35,2	557,64
Şugău-Bicaz Chei	4,0	30,4	1501,0	4,0	8,4	244,9	152,3	0,24	704,0	2649,24
Borvizului-Toşorog	10,0	41,1	1452,0	36,57	8,8	254,9	124,4	0,76	765,6	2694,13
P. Caprei-Toşorog	4,0	55,5	452,0	43,93	2,3	107,8	14,6	2,6	695,2	1377,93
P. Stânei-Toşorog	10,0	15,6	275,0	27,0	2,1	58,5	5,1	14,63	734,8	1142,73
Izvorul Toşorog	30,0	16,5	1281,0	-	-	150,8	94,6	-	990,0	2562,9
Pintec I	10,0	18,5	1720,0	2,0	3,0	462,0	64,6	11,07	835,0	3126,24
Pintec II	4,0	20,2	1335,0	-	-	214,8	113,1	-	655,6	2342,7
Telec	130,0	7,4	1733,0	496,34	27,0	92,4	61,3	5,26	580,0	2132,7
Bistra	19,38	0,72	7,8	380,9	9,3	89,4	80,6	-	22,0	599,39
Obârşia Pintec	134,7	84,5	1817,8	353,9	20,1	256,5	80,2	0,4	1108,8	3889,1
Pârâul cu Peşti-Pintec	14,2	26,9	1451,8	13,3	6,7	264,5	131,3	0,3	1144,0	3065,9
Sonda Chicera-Highiş	7,1	1,9	445,3	1,6	4,5	80,2	35,4	8,0	924,0	1523,8
Târşoasa-Pintec	304,9	61,4	4013,8	1327,1	74,5	240,5	43,8	3,4	1372	7468,8
Arşiţa-Pintec	17,7	73,0	1061,4	184,1	9,8	136,3	53,5	0,1	466,4	2007,1

Izvoarele sulfuroase din zona Dămucului, ca şi unele din zona Toşorog, îşi împrumută acest caracter din descompunerea piritei, întâlnită diseminat în şisturile cristaline sau marno-calcarele Formaţiunii de Sinaia. Greu de explicat sunt, după aceşti autori, ionii de clor şi sodiu din izvoarele cantonate în domeniul flişului de Sinaia, cum sunt cele de la Târşoasa-Pintec (tabel 11.6). Este posibil, după ei, să provină din depozite miocene de facies lagunar, aflate la o anumită adâncime, în condiţii de încălecare prin şariaj (Preda şi Naum, 1973).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

12. FLORA ŞI VEGETAŢIA

Flora Munţilor Hăşmaş se caracterizează printr-o mare diversitate de taxoni vegetali datorită heterogenităţii formaţiunilor geologice, a caracteristicilor geomorfologice, a solurilor variate, dar şi a diferenţelor climatice de la un etaj altitudinal la altul. Faptul a fost de natură să atragă cercetătorii botanişti încă din primele decenii ale secolului al XIX lea.

Primele referiri asupra florei şi vegetaţiei din Masivul Hăşmaş aparţin botaniştilor saşi Fronius (1818, 1857, 1858), Schur (1859), Janka (1859) şi Pax (1908), acesta din urmă făcând prima arondare geobotanică a masivului în sinteza sa asupra fitogeografiei Carpaţilor.

Cercetări floristice şi fitocenologice a realizat apoi Guşuleac (1932), care face ample referiri asupra Cheilor Bicazului, de unde citează 255 de specii şi subspecii de plante superioare, unele reprezentând rarităţi. În anii 1937 şi 1950, Nyárády publică două lucrări privind flora şi vegetaţia Cheilor Bicazului şi a Lacului Roşu.

Soó, în anii 1940 şi 1944, publică cea mai vastă sinteză asupra florei din partea harghiteană a masivului, de unde citează 586 de specii şi subspecii de plante superioare şi, de asemenea, face referiri asupra vegetaţiei pădurilor, stâncăriilor înalte din Hăşmaş şi a Lacului Roşu.

Contribuţii fitocenologice asupra pajiştilor din zonă aduce Puşcaru-Soroceanu (1963, 1968), iar Dobrescu şi Ghenciu (1970, 1971, 1974) realizează studii importante asupra florei şi vegetaţiei Lacului Roşu. În anul 1979, Horeanu publică două lucrări: prima referitoare la flora Cheilor Şugăului, iar a doua la flora şi vegetaţia complexului carstic Cheile Bicazului- Lacu Roşu.

György et al. (1985), realizează studii pratologice în Masivul Hăşmaş şi evidenţiază etajele de vegetaţie existente aici.

Mititelu şi Nechita (1992) continuă studiile asupra florei şi vegetaţiei masivului şi publică un conspect floristic în care sintetizează contribuţiile floristice anterioare, la care adaugă speciile rezultate din cercetările proprii. Aceeaşi autori, în 1993 şi 1996 realizează conspectul asociaţiilor vegetale din Masivul Hăşmaş şi evidenţiază corologia şi compoziţia floristică a acestora. Nechita (2003), în monografia referitoare la Masivul Hăşmaş, realizează o sinteză a contribuţiilor floristice şi fitocenologice anterioare, la care se adaugă şi rezultatele cercetărilor proprii.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

12.1. Flora

Variabilitatea condiţiilor ecologice din Masivul Hăşmaş a determinat existenţa unei flore bogate şi variate. Conspectul floristic numără 1118 specii (din care 34 hibrizi) şi 171 subspecii de plante superioare. Dintre acestea, 39 specii şi 6 subspecii sunt pteridofite, 7 specii şi o subspecie sunt gimnosperme, iar 1072 specii şi 165 subspecii sunt angiosperme. Aceste specii aparţin la 405 genuri şi 92 familii. Dintre familii, cele mai bine reprezentate sunt: *Compositae* (165 de specii), *Gramineae* (91 de specii), *Rosaceae* (57 de specii), *Cruciferae* (56 de specii), *Scrophulariaceae* (55 de specii), *Leguminosae* (53 de specii), *Labiatae* (52 de specii), *Cyperaceae* (45 de specii) etc.

Analizând cerinţele speciilor de plante cormofite în raport cu umiditatea (U), se constată că cele mai numeroase specii sunt mezofite, cu cerinţe moderate de umiditate, majoritatea fiind cantonate în pădurile şi pajiştile de pe versanţii umbriţi ai celor două etaje (subalpin şi montan). Xerofitele şi xero-mezofitele sunt legate de solurile mai uscate şi de căldura substratului calcaros, frecvent întîlnit în acest masiv (tabel 12.1). Ele caracterizează vârfurile stâncoase, de la înălţime mare, fiind deci bine reprezentate în etajul subalpin. Un procentaj mai mic este reprezentat de plantele adaptate la o umiditate mare (hidrofite şi ultrahidrofite), acestea trăind în apa sau pe malul Lacului Roşu, ca şi lângă pâraielor din zonă.

Tabelul 12.1. **Tipurile de specii din zona montană a Hăşmaşului în raport cu exigenţele faţă de umiditate (U)**

	UMIDITATEA (%)						
	Xerofite (1-1,5%)	Xero-mezofite (2-2,5%)	Mezofite (3-3,5%)	Mezo-hidrofite (4-4,5%)	Hidrofite (5-5,5%)	Ultrahidrofite (6%)	Amfitolerante (0)
Nr. sp.	64	364	417	161	52	13	45
%	5,74	32,56	37,40	14,44	4,65	1,17	4,04

Din punct de vedere al temperaturii (T), numeroase specii (45,27%) au preferinţe pentru o temperatură moderată şi răspândirea este perfect egală în cele două etaje (montan şi subalpin). Multe specii adaptate la temperaturi mai scăzute, criofile şi microterme, au o răspândire mai mare în etajul subalpin (tabel 12.2). Speciile care iubesc temperaturile mai mari, termofile şi moderat termofile, sunt slab reprezentate. O pondere destul de mare (15,24%) au speciile amfitolerante, adaptate la un spectru mai larg de temperaturi.

Tabelul 12.2. **Tipurile de specii în raport cu preferinţele faţă de temperatură (T° C)**

	TEMPERATURA					
	Criofile (1-1,5%)	Microterme (2-2,5%)	Mezoterme (3-3,5%)	Moderat termofile (4-4,5%)	Termofile (5-5,5%)	Amfitolerannte (0)
Nr. sp.	77	269	506	89	6	170
%	6,90	24,12	45,27	7,97	0,50	15,24

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În raport cu reacţia solului (R), se observă un număr mare de specii slab acido-neutrofile în ambele etaje, respectiv 39,37% din totalul speciilor (tabel 12.3). În ambele etaje, speciile foarte acidofile şi acidofile sunt egal reprezentate (11,03%, deci un procentaj destul de mare), ceea ce reflectă existenţa unui mediu acid imprimat de substratul geologic şi pedologic (soluri cambice şi spodice). Debazificarea solurilor odată cu creşterea altitudinii este reflectată de asemenea. Un procentaj semnificativ (25,20%) aparţine speciilor amfitolerante, eurionice, care suportă un amplu evantai de reacţii chimice.

Tabelul 12.3. **Tipurile de specii în raport cu reacţia solului (R)**

	REACŢIA SOLULUI					
	Foarte acidofile (1-1,5)	Acidofile (2- 2,5)	Acido-neutrofile (3-3,5)	Slab acido-neutrofile (4-4,5)	Neutro-bazofile (5- 5,5)	Amfitolerante (0)
Nr. sp.	23	100	229	440	43	281
%	2,06	8,97	20,54	39,37	3,86	25,20

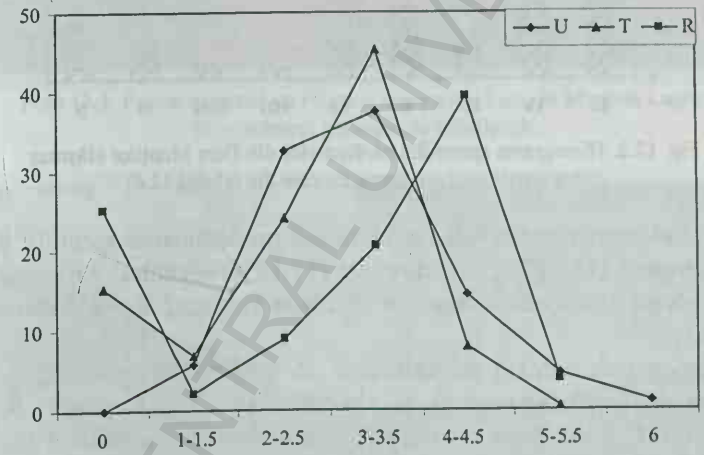


Fig. 12.1. Spectrele categoriilor ecologice ale florei din Masivul Hăşmaş: U – umiditate; T – temperatură; R – reacţia solului.

În concluzie, flora Masivului Hăşmaş se caracterizează prin predominarea plantelor mezofile, micro-mezoterme şi microterme, slab acido-neutrofile, eurionice, reflectând fidel condiţiile geologico-edafo-climatice din zonă.

Din analiza formelor biologice, reiese procentul ridicat de hemicriptofite (57,04%) care arată că acestea stau la baza alcătuirii vegetaţiei ierboase din pajişti şi păduri (tabel 12.4). Terofitele (16,24%), mai bine reprezentate în etajul montan, reflectă climatul mai cald de aici, ca şi influenţele zoo-antropice mai mari. Geofitele (11,38%) sunt caracteristice îndeosebi pădurilor, iar camefitele (5,91%) sunt mai bine reprezentate în etajul subalpin.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 12.4. **Spectrul bioformelor din flora Munţilor Hăşmaş**

	BIOFORME								
	H	Th	TH	G	Ch	HH	MM	M	N
Nr. sp.	634	125	57	127	70	17	18	45	18
%	57,04	11,30	4,94	11,38	5,91	1,79	1,53	4,22	1,89

H – hemicriptofite; Th – terofite anuale; TH – terofit bianual; G – geofit; Ch – camefit; HH – helohidatofit; MM – megafanerofit; M – microfanerofit; N – nanofanerofit.

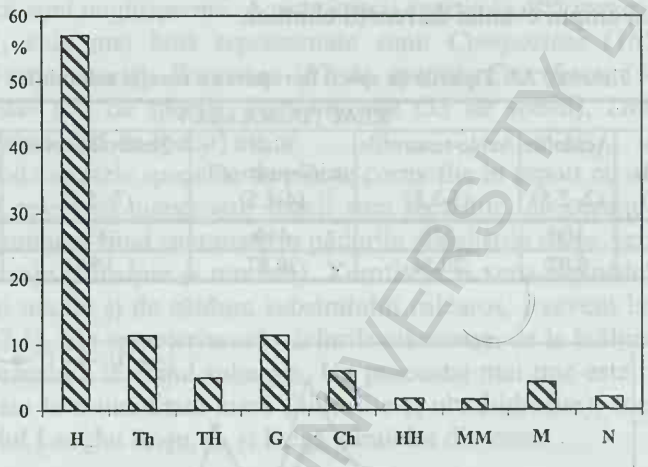


Fig. 12.2. Histograma spectrului bioformelor din flora Munţilor Hăşmaş (abrevierile sunt conforme cu cele din tabelul 12.4)

Analiza elementelor floristice evidenţiază predominarea speciilor eurasiatice (33,62%), europene (15,05%), circumpolare (12,19%) şi central-europene (9,85%), ceea ce dovedeşte apartenenţa zonei la regiunea floristică Euro- Siberiană (tabel 12.5; fig. 12.3).

Studiind geoelementele pe altitudine se observă că procentajul de specii central-europene, carpato-balcanice şi alpine creşte cu altitudinea, în timp ce procentajul celor eurasiatice, europene, cosmopolite, continentale, pontice, adventive şi atlantice scade cu altitudinea.

Endemitele dacice, carpatice sau carpato-balcanice, frecvente aici, dovedesc apartenenţa zonei la provincia central-europeană est-carpatică. Dintre aceste specii amintim: *Dianthus kitaibelii* ssp. *spiculifolius, Dianthus tenuifolius*, *Gypsophila petraea*, *Ranunculus carpaticus*, *Cardamine glanduligera*, *Aconitum firmum* ssp. *romanicum*, *Campanula carpatica*, *Gentiana phlogifolia*, *Silene dubia*, *Thymus comosus* etc.

Circumscripţia floristică în care se încadrează flora Masivului Hăşmaş este cea a flişului moldo-transilvan care se caracterizează prin următoarele specii: *Asperula carpatica, Astragalus römeri, Astragalus pseudopurpureus*, *Centaurea carpatica*, *Erysimum wittmannii ssp. wittmannii*, *Festuca scoparia ssp. lutea*, *Hieracium racemosum ssp. pojoritense*, *Melampyrum sylvaticum ssp. saxosum*, *Poa nemoralis ssp. rehmannii*, *Primula leucophylla*, *Pulmonaria rubra ssp. filarzkyana*, *Silene zawadzkii* etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

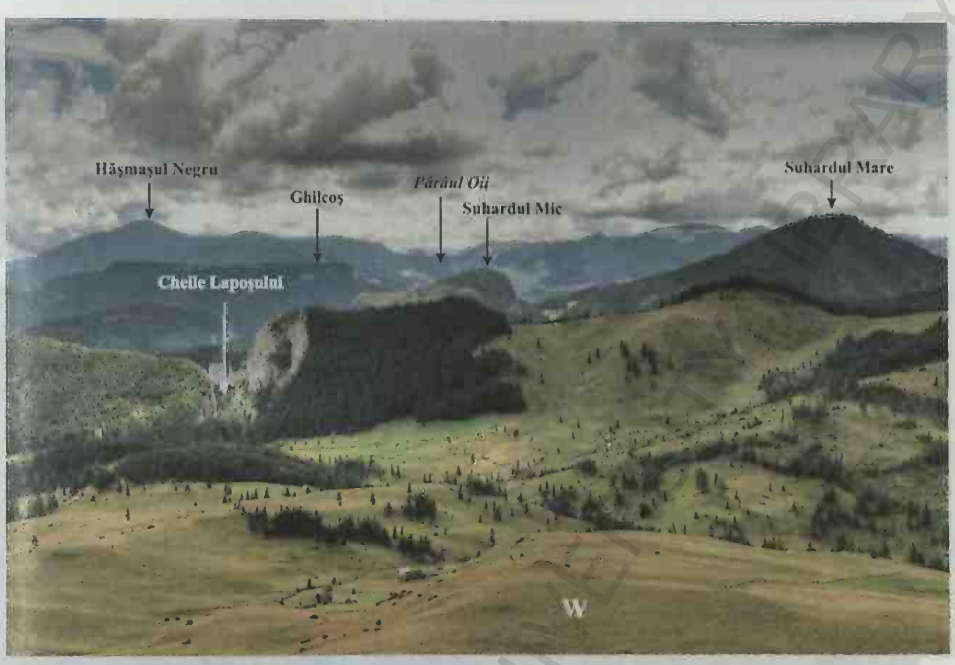


Foto 12.1. Pajişte montană cu *Festuca nigrescens* Lam. în Muntele Lapoş:
W – substrat geologic de wildflysch.

Foto 12.2. Fâneaţă cu *Festuca rubra* şi *Agrostis capillaris* în depresiunea Trei Fântâni-Bicăjel.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 12.3. *Centaurea triumfetti* ALL. ssp *pinnatifida* (Schur.) vineţele - endemism carpatic.

Foto 12.4. *Dianthus tenuifolius* SCHUR. garofiţa roşie - endemism carpatic.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 12.5. *Nigritella rubra* (WETT.) RICHT.
sângele voinicului - raritate.

Foto 12.6. *Cypripedium calceolus* L.
papucul doamnei - monument al naturii.

Foto 12.7. *Genţiana lutea* L.
ghinţură - monument al naturii.

Foto 12.8. *Campanula carpatica* JACQ.
cădelniţă - endemit.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 12.9. *Leontopodium alpinum* (L.) Cass.
floare de colţ - monument al naturii.

Foto 12.10. *Viola tricolor* L.
trei fraţi pătaţi - plantă medicinală.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 12.5. **Compoziţia fitogeografică a florei Munţilor Hăşmaş**

Elemente floristice	Dintre care:	Nr. specii	Total	%
Eua	Eua	251	376	33,62
	Eua (Med)	53		
	Eua (Cont)	55		
	Eua (Arct- Alp)	9		
	Eua (Bor)	3		
	Eua (Circ)	3		
	Eua (Mont)	2		
Eur	Eur	106	168	15,05
	Eur (Med)	25		
	Eur (Mont)	14		
	Eur (Alp)	12		
	Eur (Cont)	11		
Circ	Circ	100	136	12,19
	Circ (Bor)	19		
	Circ (Arct- Alp)	17		
Cosm	Cosm	46	46	4,12
Euc	Euc	66	110	9,85
	Euc (Mont)	19		
	Euc (Med)	16		
	Euc (Alp)	5		
	Euc (Cont)	2		
	Euc (Balc)	2		
Alp	Alp- Carp	31	56	5,02
	Alp- Carp- Balc	13		
	Alp- Atl	12		
Carp	Carp	3	107	9,60
	Carp- Balc	50		
	Carp- Balc- Cauc	6		
	Carp- Sudet	3		
	Carp- Balc- Pan	4		
	Carp (End)	41		
Balc	Balc	6	13	1,15
	Balc- Carp	2		
	Balc- Pan	2		
	Balc- Pont	3		
Med	Med	22	37	3,32
	Med- Euc	13		
	Med- Pont	2		
Dac	Dac	1	13	1,15
	Dac- Balc	9		
	Dac- Pan	2		
	Dac- Balc- Anat	1		
Pont	Pont	3	32	2,86
	Pont- Med	14		
	Pont- Pan	8		
	Pont- Balc	7		
Atl- Med	Atl- Med	9	9	0,81
Arct-Alp	Arct- Alp	3	3	0,27
Adv	Adv	11	11	0,99

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

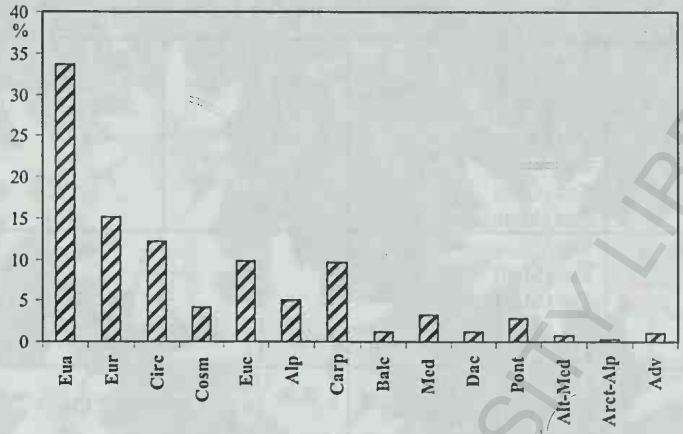


Fig. 12.3. Histograma compoziţiei fitogeografice a florei din M. Hăşmaş:
Eua – eurasiatic; Eur – european; Circ – circumpolar; Carp – carpatic; Euc – european central; Alp – alpin; Cosm – cosmopolit; Balc – balcanic; Atl-Med – atlantic-mediteranean; Med – mediteranean; Dac – dacic; Pont – pontic; Adv – adventiv; Arct-alp – arcto-alpin.

Studiul preferinţelor cenotice ale plantelor din Masivul Hăşmaş arată faptul că cele mai multe aparţin claselor *Festuco-Brometea* (123 specii), *Querco-Fagetea* (119 specii), *Molinio-Arrhenatheretea* (114 specii), *Chenopodietea* (29 specii), *Molinio-Juncetea* (27 specii), *Asplenietea rupestris* (25 specii), *Quercetea* (22 specii), oglindindu-se astfel structura vegetaţiei de aici.

În ceea ce priveşte încadrarea speciilor în diferite ordine menţionăm: *Seslerietalia* (77 specii), *Molinietalia* (51 specii), *Festucetalia valesiacae* (49 specii), *Origanetalia* (21 specii), *Quercetalia pubescenti-petreae* (21 specii).

Încadrarea speciilor în alianţe relevă următoarea situaţie: *Alno-Padion* (78 specii), *Fagion* (46 specii), *Potentillo-Nardion* (38 specii), *Seslerio-Festucion pallentis* (34 specii), *Filipendulo-Petasition* (31 specii), *Acerion* (29 specii), *Geranion sanguinei* (29 specii) ş.a. Se remarcă de asemenea numărul mare de ordine cărora le aparţin unele specii şi faptul că o parte din specii preferă două sau mai multe ordine.

12.2. Vegetaţia

În urma studiilor fitocenologice întreprinse în zonă, s-au identificat 63 asociaţii vegetale care aparţin la 30 alianţe şi 44 ordine. Cu ajutorul hărţii geobotanice s-au indicat cele două tipuri mari de vegetaţie – pădurile şi pajiştile – cu clasele şi alianţele lor, ca grupări superioare asociaţiilor (*Anexa IV*).

În Masivul Hăşmaş se constată o diferenţiere altitudinală a învelişului vegetal în strânsă dependenţă cu factorii climatici şi edafici, la delimitarea etajelor avându-se în vedere atât vegetaţia lemnoasă, cât şi vegetaţia ierboasă secundară, zonală, instalată după defrişările vegetaţiei lemnoase (Ivan, 1979).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Etajele de vegetaţie prezente în masiv sunt descrise în cele ce urmează.

Etajul nemoral al pădurilor de foioase este bine reprezentat în acest masiv, întinzându-se de la 575 m (lunca Bicazului) până la 1100 m altitudine. Din acest etaj este prezent subetajul amestecului de fag şi răşinoase. În cadrul acestuia, vegetaţia lemnoasă este alcătuită predominant din arborete de fag în amestec cu molid (*Leucanthemo waldsteinii - Fagetum*) şi, mai rar, amestecuri de fag şi brad (*Pulmonario rubrae - Fagetum*). Pe versanţii despăduriţi ai acestui subetaj, se dezvoltă pajişti secundare constituite în principal din păiuş (asociaţia *Festuco rubrae- Agrostetum capillaris*).

Etajul boreal al pădurilor de molid se întinde de la 1100 m altitudine până la 1700 m. Este caracterizat de asociaţia de molidiş, *Hieracio rotundati - Piceetum*. Caracteristice pentru Cheile Bicazului sunt pinetele de stâncărie cu asociaţia *Leucobryo - Pinetum sylvestris*. Pajiştile secundare din acest etaj, provenite din defrişarea molidişurilor în vederea extinderii păşunilor şi fâneţelor, sunt dominate de asociaţia *Scorzonero roseae - Festucetum nigricantis*, adeseori aceasta fiind invadată de ţăpoşică (*Nardus stricta*), semn al degradării ce determină instalarea asociaţiei *Violo declinatae - Nardetum strictae*.

Etajul subalpin, aflat la peste 1700 m altitudine, începe să se contureze odată cu apariţia molidişurilor de limită şi se consolidează la apariţia tufărişurilor de ienuperi. Acest etaj ocupă petice reduse pe vârfurile mai înalte. Tufărişurile subalpine sunt constituite predominant din ienuperi (asociaţia *Campanulo abietinae - Juniperetum nanae*) şi afiniş (asociaţia *Empetro - Vaccinietum gautherioides*), iar în Cheile Bicazului din cetină de negi (asociaţia *Juniperetum sabinae*). Caracteristic pentru Masivul Hăşmaş este lipsa speciilor subalpine: jneapănul (*Pinus mugo*) şi smirdarul (*Rhododendron kotschyi*). Pajiştile zonale din acest etaj sunt constituite din păiuş (*Potentillo chrysocraspedae - Festucetum airoidis*), iar pe brânele de sub piscuri din *Diantho tenuifolii - Festucetum amethystinae* şi *Seslerio - Festucetum versicoloris*.

În zona de referinţă, ca urmare a existenţei unor areale foarte variate (zone stâncoase pe suprafeţe întinse, mari suprafeţe cu păduri şi pajişti, cursuri de apă curgătoare, Lacul Roşu) se găseşte o vegetaţie foarte variată, caracteristică diverselor biotopuri, care cuprine asociaţii caracteristice şi anume:

a) vegetaţia de stâncării de pe brânele montane şi grohotişuri cu *Asplenietum trichomanorutae-murariae*, *Asplenio - Cystopteridetum fragilis*, *Thymo pulcherrimae - Poëtum rehmanii*, *Poëtum nemoralis calcicolum*, (*Artemisio erianthae*) - *Gypsophiletum petreae*, *Saxifrago luteoviridis - Silenetum zawadzkii*, *Calamintho baumgarteni - Galietum anisophylli*, *Geranietum macrorrhizi*, *Sileno zawadzkii - Caricetum rupestris*, *Seslerio bielzii - Caricetum sempervirens*, *Festucetum versicoloris*, *Diantho tenuifolii - Festucetum amethystinae*, *Seslerietum heufflerianae - Caricetum sempervirentis*, *Helictotrichetum decori*, *Thymo comosi - Festucetum rupicolae*, *Helictotricho decori - Festucetum pallentis*, *Juniperetum sabinae*, *Leucobryo - Pinetum*;

b) vegetaţia de pădure, rarişti de pădure, vegetaţia de tufărişuri şi zăvoi cu *Hieracio rotundati - Piceetum*, *Symphyto cordati - Fagetum*, *Leucanthemo*

waldsteinii - Fagetum, Pulmonario rubrae - Fagetum, Telekio speciosae - Alnetum incanae, Salicetum triandrae, Salici purpurerae - Myricarietum, Rubetum idaei, Sambucetum racemosae, Calamagrostio arundinaceae - Digitalietum grandiflorae;

c) vegetaţia pajiştilor montane, subalpine şi a pajiştilor umede din preajma apelor cu *Potentillo chrysocraspedae - Festucetum airoidis, Empetro - Vaccinietum gaulterioidis, Violo declinatae - Nardetum, Scorzonero roseae - Festucetum nigricantis, Festucetum saxatilis - dryadetosum sempervirentis, Campanulo abietinae - Juniperetum, Campanulo abietinae - Vaccinietum, Agrostidetum stoloniferae, Scirpetum sylvatici, Angelico - Cirsietum oleracei, Festucetum pratensis, Deschampsietum caespitosae, Arrhenatheretum elatioris, Festuco rubrae - Agrostetum capillaris, Anthoxantho - Agrostietum capillaris, Senecio - Rumicetum alpinii, Veratretum albi, Diantho compacti - Festucetum porcii*;

d) vegetaţia palustră cu *Carici flavae - Eriophoretum latifoliae, C. flavae - Cratoneuretum filicini, Typhetum angustifoliae, Typhetum shuttleworthii, Eleocharidetum palustris, Glycerietum plicatae, Caricetum vesicariae, Equisetetum fluviatilis, Caricetum rostratae, Caricetum appropinquatae, Juncetum bufonii*;

e) vegetaţia acvatică cu *Lemnetum minoris, Batrachio trichophyllo - Callitrichetum polymorphae montanum, Potametum natantis.*

Inventarierea potenţialului economic al speciilor de cormofite din Masivul Hăşmaş se impune deoarece se constată o posibilitate de valorificare complexă a acestora, procentul de utilizabilitate fiind ridicat (45%). Direcţiile în care pot fi valorificate aceste specii sunt multiple.

P a j i ş t i. În Masivul Hăşmaş acestea ocupă 44% din suprafaţă. Dintre acestea se remarcă cele cu păiuş, *Agrostis capillaris*, adesea în codominanţă cu *Festuca rubra* (foto 12.2). În etajul nemoral, acestea au productivitate de masă verde de cca. 16,5 t/ha. Pajiştile cu *Festuca rubra* ssp. *commutata* caracterizează etajul boreal, fiind uneori degradate datorită invaziei speciei ţăpoşică (*Nardus stricta*), ca urmare a practicării păşunatului neraţional. Specia ţăpoşică scade valoarea nutritivă a pajiştilor, acestea având o productivitate de aproximativ 5-15 t/ha. Pajiştile cu *Festuca airoides* din etajul subalpin, au valoarea nutritivă şi productivitatea (cca 2-4t/ha) cele mai scăzute. În cadrul pajiştilor a fost identificat un număr de 111 specii de plante furajere, reprezentând 8,6% din flora regiunii.

V a l o r i f i c a r e i n d u s t r i a l ă. Un loc important în acest sens, au plantele folosite ca materii prime pentru industria lemnului, celulozei şi hârtiei. Fondul forestier care furnizează aceste specii, acoperă zona de discuţie în proporţie de 56%, din care 2/3 revin molidişurilor şi 1/3 făgetelor pure şi făgetelor în amestec cu răşinoasele.

V a l o r i f i c a r e a în i n d u s t r i a c h i m i c ă, a c o l o r a n ţ i l o r şi în i n d u s t r i a t e x t i l ă. În cele două categorii de valorificare industrială se încadrează 103 specii, ce reprezintă 9,0% din totalul speciilor.

De asemenea unele specii pot fi utilizate ca p l a n t e a l i m e n t a r e (56 specii, 4,4%), în această categorie diferenţiindu-se plante culinare, aromatice, con-

dimentare şi oleaginoase, plante medicinale, cu pondere mare (14,5% din totalul speciilor), plante melifere (21,1%) şi plante decorative (50 specii, 4,2%).

La aceasta se mai adaugă şi alte roluri deosebit de importante pentru om şi mediul înconjurător ale plantelor şi grupărilor vegetale: rolul antierozional şi protector pentru sol, rol de principal producător de O_2, consumator de CO_2, absorbant de zgomote şi pulberi, rol climatologic etc.

12.3. Protecţia speciilor şi a grupărilor vegetale

Deosebita bogăţie şi variabilitate a plantelor din Masivul Hăşmaş, cu numeroase monumente ale naturii, rarităţi, endemite, elemente carpato- balcanice, relicte terţiare şi glaciare, cu multe asociaţii endemice, cu elemente geologice şi geomorfologice interesante, au determinat declararea complexului Masivul Hăşmaş-Cheile Bicazului-Lacu Roşu Parc Naţional prin Ordinul Ministerului Mediului, Apelor şi Pădurilor nr. 7 din 1990.

Parcul Naţional Hăşmaş cuprinde păduri de fag în amestec cu răşinoase, ca şi păduri de răşinoase care îmbracă versanţii masivului, pajişti montane întinse, vârfuri cu vegetaţie subalpină, stâncării cu vegetaţie specifică cu multe rarităţi floristice.

Pe acest fond general, de-a lungul timpului s-a conservat un număr important de rarităţi, şi anume:

a) **monumente ale naturii** ca *Taxus baccata*, *Gentiana lutea* (foto 12.7), *Leontopodium alpinum*, *Cypripedium calceolus* (foto 12.6);

b) **rarităţi** ca *Juniperus sabina*, *Nigritella rubra* (foto 12.5), *Daphne cneorum*, *Larix decidua* ssp. *carpatica*;

c) **endemite de mai multe tipuri**

1) endemite carpatice generale (38% dintre endemite) ca *Aconitum toxicum*, *Campanula rotundifolia* ssp. *polymorpha*, *Centaurea melanocalathia*, *Cerastium arvense* ssp. *calcicolum*, *Cerastium lerchenfeldianum*, *Cardamine glanduligera*, *Festuca carpatica*, *Melampyrum sylvaticum* ssp. *saxosum*, *Silene zawadzkii*, *Oxytropis carpatica*, *Phyteuma vagneri*, *Pulmonaria rubra* ssp. *filarszkyana*, *Ranunculus carpaticus*, *Sesleria heuffleriana*, *Symphytum cordatum*, *Thlaspi dacicum*, *Thymus pulcherrimus*, *Trisetum macrotrichum*;

2) endemite pentru Carpaţii României (26%) ca *Aconitum lasianthum*, *A. moldavicum*, *Aquilegia nigricans* ssp. *subscaposa*, *Campanula carpatica* (foto 12.8), *Centaurea triumfetti* ssp. *pinnatifida* (foto 12.3), *Dianthus kitaibelii* ssp. *spiculifolius*, *Helictotrichon decorum*, *Hepatica transsilvanica*, *Sesleria haynaldiana*, *Silene dubia*, *Thymus comosus*, *Th. bihorensis*;

3) endemite pentru Carpaţii de Est şi Sud (18%) cu *Achillea schurii*, *Androsace villosa ssp. arachnoidea*, *Dianthus tenuifolius* (foto 12.4), *Eritrichium nanum* ssp. *jankae*, *Erysimum witmannii* ssp. *transsilvanicum*, *Genista tinctoria*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ssp. *oligosperma*, *Gentiana phlogifolia*, *Hesperis matronalis* ssp. *moniliformis*, *Scabiosa lucida* ssp. *barbata*;

4) endemite pentru Carpaţii de Est (8%) cu *Centaurea carpatica*, *Hieracium racemosum* ssp. *rehmanni*, *Primula leucophylla*.

5) endemite cu răspândire doar în anumite judeţe şi regiuni (6%) *Aconitum firmum* ssp. *romanicum*, *Astragalus römeri*, *Viola jooi*.

6) endemite locale (4%) cu *Astragalus pseudopurpureus*, *Festuca scoparia* ssp. *lutea*.

d) **elemente daco-balcanice** (cca 45 sp) ca *Achillea critmifolia*, *Alyssum repens*, *Asperula capitata*, *Campanula abietina*, *Centaurea atropurpurea*, *Cirsium furiens*, *Crocus heuffelianus*, *Doronicum carpaticum*, *Festuca cinerea* ssp. *pallens*, *Festuca drymeia*, *Festuca porcii*, *Helleborus purpurascens*, *Hieracium transsilvanicum*, *Juncus thomasii*, *Saxifraga luteo-viridis*, *Scrophularia laciniata*, *Sesleria haynaldiana*, *Silene heuffelli*, *Taraxacum nigricans*, *Verbascum lanatum*, *Viola dacica*, *V. declinata*.

e) **relicte**

1) relicte terţiare. Hăşmaşul oferă adăpost unor martori din vremurile în care s-au petrecut importante procese geologice, geomorfologice şi climatice, cum sunt relictele terţiare *Erysimum wittmannii*, *Melampyrum sylvaticum* ssp. *saxosum*, *Sesleria coerulans*, *Silene zawadzkii*;

2) relicte glaciare ca *Arabis alpina*, *Carex appropinquata*, *Carex elongata*, *Carex sempervirens*, *Leontopodium alpinum*, *Pinus sylvestris*, *Poa alpina*, *Ribes nigrum*, *Viola biflora*.

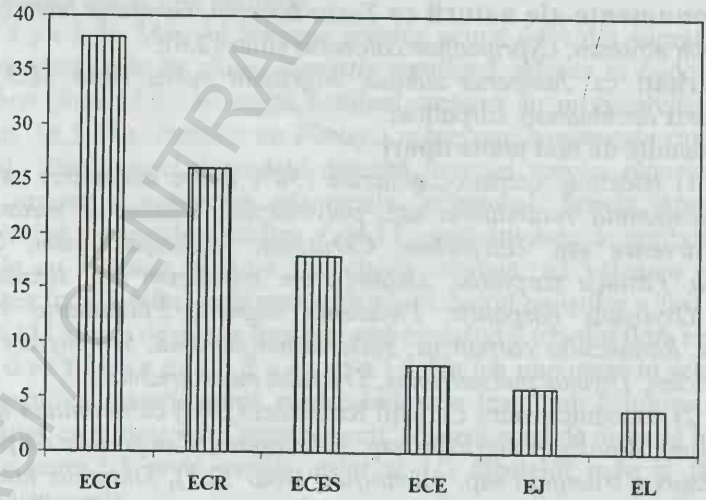


Fig. 12.4. Histograma taxonilor endemici din flora Munţilor Hăşmaş:
ECG – endemite carpatice generale; ECR – endemite pentru Carpaţii Româneşti; ECES – endemite pentru Carpaţii Orientali şi Meridionali; ECE – endemite pentru Carpaţii Orientali; EJ – endemite pentru anumite judeţe şi provincii; EL – endemite locale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În Masivul Hăşmaş s-a prezervat, de asemenea, o serie de asociaţii endemice şi rare cum ar fi (tabel 12.6): (*Artemisio*) - *Gypsophiletum petreae*, *Sileneto zawadzkii* - *Saxifrageto luteo* - *viridis*, *Cetrario* - *Vaccinietum gaultherioides*, *Seslerietum bielzii*, *Festucetum amethystinae*, *Seslerietum heufflerianae*, *Campanula carpaticae* - *Poëtum rehmannii*, *Avenastretum decori*, *Thymo comosi* - *Caricetum humilis*, *Juniperetum sabinae*, *Vaccinio* - *Pinetum silvestris*, *Diantheto compacti* - *Festucetum porcii*, *Caricetum appropinquatae*.

Se observă condensarea rarităţilor floristice şi fitocenologice în cea mai mare parte pe principalele vârfuri ale masivului şi în Cheile Bicazului, multe dintre aceste specii fiind saxicole.

Existenţa în masiv a peste 90 taxoni rari, endemici, conferă acestui teritoriu rolul de adevărată „bancă genetică", în care este tezaurizată o informaţie genetică autohtonă de neegalat, acesta fiind unul din motivele de prim ordin pentru protecţia acestei zone (tabel 12.6).

Influenţa puternică a omului prin organizarea unui păşunat intens, prin defrişări parţiale ale pădurilor, extinderea amenajărilor turistice şi a exploatării calcarelor pentru industria materialelor de construcţii, influenţa tot mai puternică a omului prin practicarea unui turism neecologic, sunt tot atâtea cauze care pot pune în pericol integritatea genofondului existent, determinând denaturarea în timp a ecosistemelor. Ca urmare, este cât se poate de benefică declararea celei mai importante părţi din această unitate montană ca rezervaţie, respectiv, Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.

Tabelul 12.6. **Lista speciilor de plante protejate de pe aria Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş (după planul de management)**

Nr.	Specia/subspecia	Nr.	Specia/subspecia
1	*Lycopodium clavatum*	58	*Linum extraaxilare*
2	*Lycopodium annotinum*	59	*Koeleria macrantha ssp.transsilvanica*
3	*Lycopodium complanatum*	60	*Listera cordata*
4	*Huperzia selago*	61	*Larix decidua ssp.polonica*
5	*Achillea oxyloba ssp.schurii*	62	*Listeria ovata*
6	*Androsace chamaejasme*	63	*Melampyrum saxosum*
7	*Androsace viillosa ssp.arachnoidea*	64	*Microstylis monophyllos*
8	*Aquilegia nigricans*	65	*Minuartia laricifolia ssp. kitaibelii*
9	*Arnica montana*	66	*Nigritella rubra*
10	*Astragalus pseudopurpureus*	67	*Orchis coriophora*
11	*Astragalus roemeri*	68	*Orchis militaris*
12	*Campanula carpatica*	69	*Orchis morio*
13	*Centaurea atropurpurea*	70	*Orchis tridentata*
14	*Centaurea kotschyana*	71	*Orchis ustulata*
15	*Centaurea pinnatifida*	72	*Oxytropis carpatica*
16	*Cephalanthera damasonium*	73	*Oxytropis halleri*
17	*Cephalanthera rubra*	74	*Phyteuma confusum*
18	*Cerastium transssilvanicum*	75	*Phyteuma tetramerum*
19	*Cerastium arvense ssp. lerchenfeldianum*	76	*Phyteuma vagneri*
20	*Cirsium decussatum*	77	*Pinguiculla vulgarius*
21	*Cerastium fontanum ssp.macrocarpum*	78	*Pinus silvestris*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 12.6. (continuare)

22	*Cirsium furiens*	79	*Poa molinerii*
23	*Crepis conyzifolia*	80	*Poa rehmanii*
24	*Crepis jackuinii*	81	*Poa stiriaca*
25	*Cypripedium calceolus*	82	*Potentilla rupestris*
26	*Dactylorhiza cordigera*	83	*Primaula elatior ssp. leucophylla*
27	*Dactylorhiza incarnata*	84	*Primula farinosa*
28	*Dactylorhiza maculata*	85	*Primula halleri*
29	*Dactylorhiza sambucina*	86	*Ranunculus carpaticus*
30	*Daphne cneorum*	87	*Ribex nigrum*
31	*Dianthus petraeus ssp. spiculifolius*	88	*Saussurea alpina*
32	*Dianthus tenuifolius*	89	*Scabiosa columbaria ssp. pseudobanatica*
33	*Doronicum carpaticum*	90	*Seseli gracile*
34	*Draba kotskyi*	91	*Scabiosa lucida ssp. barbata*
35	*Eritrichium nanum ssp. jankae*	92	*Sempervivum montanum*
36	*Erysimum wittmanni*	93	*Scorzonera purpurea ssp. rosea*
37	*Festuca carpatica*	94	*Seseli rigidum*
38	*Festuca vesicolor*	95	*Scrophularia heterophylla ssp. laciniata*
39	*Galanthus nivalis*	96	*Sesleraia bielzii*
40	*Galium pumilum*	97	*Sedum telephium ssp.fabaria*
41	*Gentiana crucisata ssp. phlogifolian*	98	*Semeprvivum marmoreum*
42	*Gentiana lutea*	99	*Silene nutans ssp. dubia*
43	*Gentiana orbicularis*	100	*Silene zawadskii*
44	*Gentiana pneumonanthe*	101	*Soldanella montana*
45	*Goodyera repens*	102	*Taxus baccata*
46	*Gymnadenia conopsea*	103	*Thalspi dacicum*
47	*Gypsophila petraea*	104	*Thymus bihorensis*
48	*Helictotrichon decorum*	105	*Thymus comosus*
49	*Hepatica transsilvanica*	106	*Traunsteinera globosa*
50	*Hieracium pojoritense*	107	*Trisetum alpestre*
51	*Hesperis matronalis ssp. cladotrichus*	108	*Trollius europaeus*
52	*Jovibarba heuffelii*	109	*Vaccinium gaultheroides*
53	*Iris aphylla ssp. hungarica*	110	*Viola alpina*
54	*Jovibarba sobolifera*	111	*Viola adacica*
55	*Juniperus sabina*	112	*Viola jooi*
56	*Leontopodium alpinum*	113	*Waldsteinia geoides*
57	*Jurinea mollis ssp. transsilvanica*	114	*Waldsteinia ternata*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

13. FAUNA

Fauna Munţilor Hăşmaş se caracterizează printr-o gamă largă de genuri şi specii de nevertebrate, ca şi de vertebrate, consecinţă directă a complexităţii condiţiilor geologice şi fizico-geografice ale acestei arii montane.

Fauna de nevertebrate este relativ puţin studiată, iar în cadrul ei ponderea cea mai mare o au insectele. După informaţiile oferite de Hugyi Barna, unul dintre autorii planului de management al Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş, sunt cunoscute până în prezent în această zonă montană 914 specii, dintre care multe consemnate ca noi pentru ştiinţă sau noi pentru teritoriul României.

Astfel, din suprafamilia *Chalcidoidea* sunt semnalate 44 de genuri şi 60 de specii, din care *Gastraucistus carpathicus* şi *Gastraucistus grahami* sunt noi pentru ştiinţă, la care se adaugă 13 genuri şi 25 de specii citate pentru prima dată în România.

Suprafamilia *Cynipoidea* este reprezentată printre altele, prin două specii noi pentru ştiinţă, *Pezophycta luteipes* IONESCU şi *Nephycta lutea* IONESCU, probabil endemice.

După datele aceluiaşi autor, există în această zonă montană şi alte genuri şi specii care se impun prin importanţa lor ştiinţifică şi care merită un regim special de ocrotire şi conservare. Dintre acestea sunt de reţinut :

1) Ordinul *Odonata* cu specia borealo-alpină *Coenagrion hastulatum* (CHARP.) şi speciile montane de altitudine *Aeschna juncea* L. şi *A. grandis* L.;

2) Ordinul *Plecoptera* cu speciile *Nemoura fusca* KIS., *Protonemura aestiva* KIS. şi *Cloroperla kisi* ZWICK. ;

3) Ordinul *Neuroptera* cu specia *Wesmailius rava* (WITHYT);

4) Ordinul *Heteroptera* cu *Sciocoris umbrinus* (WIFF.);

5) Ordinul *Coleoptera* cu opt specii de *Carabus* endemice pentru România şi lanţul carpatic;

6) Ordinul *Lepidoptera* cu speciile endemice carpatice *Coscheltellus carna transsylvanica* DANIEL, *Stenoptilia pneumonanthes* SCHL., *Datascia dilucidaria carpathica* SOFFNER, *Parasenia plantaginis carpathica* DANIEL, *Parnassius apollo transsylvanicus* SCHW., *Erebia medusa slovakiana* WARR. şi specia nouă pentru ştiinţă *Erebia melas carpathicola* POPESCU GORJ et ALEX.;

7) Ordinul *Hymenoptera*, Familia *Ichneumonidae* cu specia nouă pentru ştiinţă *Glypta kowalli* OZOLS şi speciile *Ichneumon factor* D.T., *Cosmoconus nigriventris* KASP., *Polyblasstus* carbonator KASP., *Tryphon abditus* KASP.,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Diblastomorpha bicornis (BOIE), *Calajoppa lapidator* (F.), *Poemenia collaris* HAUPT., *Megarhyssa emarginatoria* (THUNB.).

Vertebratele includ peştii, reptilele şi amfibienii, ornitofauna şi mamiferele, multe dintre ele, după cum vom vedea, bucurându-se de măsuri de ocrotire şi conservare, mai ales pe aria rezervaţiei Parcului Naţional.

Fauna piscicolă. Include păstrăvul (*Salmo trutta fario*), cleanul (*Leuciscus cephalus*), zglăvoaca (*Cottus poecilopus*), porcuşorul (*Gobio gobio obtusirostris*), moioaga (*Barbus meridionalis petenyi*), la care se adaugă în Lacul Roşu şi păstrăvul de lac (*Salmo trutta fario forma lacustris*) şi babuşca (*Rutilus rutilus carpathorossicus*).

Reptilele şi amfibienii. Dintre acestea, în zona montană a Hăşmaşului sunt cunoscute următoarele specii: buhaiul de baltă cu burta galbenă (*Bombina variegata*), broasca mare de lac (*Rana ridibunda*), tritonul de munte (*Triturus alpestris*), tritonul carpatic (*Triturus montandoni*), tritonul cu creastă (*Triturus cristatus*), salamandra (*Salamandra salamandra*), broasca râioasă (*Bufo bufo*), broasca roşie de munte (*Rana temporaria*), şopârla de munte (*Lacerta vivipara*), şopârla de ziduri (*Lacerta muralis*), năpârca (*Anguis fragilis*), vipera comună (*Vipera berus*), şarpele de casă (*Natrix natrix*) şi şarpele de alun (*Coronella austriaca*).

Avifauna. Structura geologică şi floristică a Hăşmaşului îşi pune nemijlocit amprenta asupra componenţei şi distribuţiei avifaunei locale. Patru trăsături sunt determinante în acest sens: existenţa abrupturilor calcaroase şi conglomeratice atât de bine reprezentate în acest masiv, existenţa unor largi goluri de munte în cuprinsul zonei forestiere pe care se dezvoltă vegetaţie ierboasă, precum şi pajişti subalpine pe culmea Hăşmaşul Mare-Fratele, existenţa păşunilor, fâneţelor şi culturilor agricole din lungul văilor Bicăjel şi Dămuc şi prezenţa pe cuprinsul masivului a Lacului Roşu.

Această varietate de habitate asigură condiţii pentru existenţa unei biodiversităţi mai mari în masivul Hăşmaşului decât în munţii puternic împăduriţi în care ecosistemele de alt tip decât cel forestier sunt absente sau slab reprezentate.

În ceea ce priveşte avifauna, pe cuprinsul masivului se află şapte tipuri de habitate, ale căror populaţii de păsări sunt prezentate în cele ce urmează. Tabelul 13.1 include speciile de păsări identificate în regiune, ca şi categoriile fenologică cărora le aparţin şi tipurile de habitate în care sunt prezente.

Avifauna pădurii de molid. Molidişurile Munţilor Hăşmaş sunt populate de specii caracteristice, dar în acelaşi timp comune acestui tip de ecosistem, neexistând particularităţi locale sau diferenţe semnificative faţă de alte masive ale Carpaţilor Orientali. Specii tipice pentru pădurile de răşinoase identificate în Hăşmaş sunt: cocoşul de munte (*Tetrao urogallus*; foto 13.3), ciocănitoarea neagră (*Dryocopus martius*), auşelul cu cap galben (*Regulus regulus*), auşelul sprâncenat (*Regulus ignicapillus*), mierla gulerată (*Turdus torquatus*), alunarul (*Nucifraga caryocatactes*), piţigoiul de brădet (*Parus ater*), piţigoiul moţat (*Parus cristatus*), piţigoiul de munte (*Parus montanus*), forfecuţa (*Loxia curvirostra*), mugurarul (*Pyrrhula pyrrhula*).

Foto 13.1. *Rupicapra rupicapra* L.
capra neagră

Foto 13.2. *Lynx lynx* L.
râsul

BCU IASI / CENTRALA

Foto 13.3. *Tetrao urogallus* L.
cocoşul de munte (www.vanatoare.info/wp-content/uploads/2009/04/)

Foto 13.4. *Tichodroma muraria* L.
fluturaşul de stâncă (www.flickr.com/photos/vilageron/3194467898)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 13.1. Speciile de păsări identificate în Masivul Hăghimaş

Specia	Statut fenologic				Habitate						
	S	Ov	Oc	Oi	1	2	3	4	5	6	7
Tetrao urogallus	+				+						
Bonasa bonasia	+				+	+					
Anas platyrhynchos		+									+
Aquila chrysaetos	+				+			+			
Aquila pomarina			+								
Buteo buteo	+				+	+					
Accipiter gentilis	+				+						
Circaetus gallicus			+								
Falco tinnunculus		+						+			
Falco peregrinus			+								
Falco subbuteo			+								
Crex crex		+							+		
Scolopax rusticola		+			+						
Streptopelia turtur		+			+						
Columba palumbus		+			+	+					
Cuculus canorus		+			+	+					
Apus apus		+						+			
Upupa epops		+							+		
Dryocopus martius	+				+						
Dendrocopos major	+				+						
Picus canus	+					+					
Jynx torquilla		+							+		
Alauda arvensis		+							+		
Lululla arborea		+			+	+			+		
Delichon urbica		+							+		
Hirundo rustica		+							+		
Anthus trivialis		+			+						
Anthus spinoletta		+					+				
Motacilla alba		+					+		+	+	
Motacilla cinerea		+								+	
Lanius collurio		+							+		
Lanius excubitor		+					+				
Sturnus vulgaris		+							+		
Garrulus glandarius	+				+	+					
Nucifraga caryocatactes	+				+						
Corvus corone cornix	+								+		
Corvus monedula	+							+			
Corvus corax	+				+			+			
Cinclus cinclus	+									+	
Troglodytes troglodytes		+			+						
Prunella modularis		+			+						
Prunella collaris		+			+						
Phylloscopus collybita		+			+						
Phylloscopus sibilatrix		+			+						
Phylloscopus trochilus		+			+						
Sylvia curruca		+			+						
Sylvia atricapilla		+							+		
Muscicapa striata			+								

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 13.1 (continuare)

Regulus regulus	+				+						
Regulus ignicapillus		+			+						
Tichodroma muraria	+							+			
Certhia familiaris	+				+						
Parus ater	+				+						
Parus cristatus	+				+						
Parus palustris	+								+		
Parus montanus	+				+						
Parus major	+					+			+		
Oenathe oenathe		+					+		+		
Eritacus rubecula	+				+						
Phoenicurus phoenicurus	+				+	+					
Phoenicurus ochruros	+						+	+	+		
Saxicola rubetra	+								+		
Turdus pilaris				+							
Turdus philomelos	+				+						
Turdus torquatus	+				+						
Turdus merula	+				+	+			+		
Turdus viscivorus		+			+						
Carduelis carduelis		+							+		
Carduelis spinus	+				+						
Carduelis chloris		+					+		+		
Acanthis cannabina		+					+		+		
Coccothraustes coccothraustes			+								
Fringilla coelebs	+				+						
Fringilla montifringilla				+							
Loxia curvirostra	+				+						
Pyrrhula pyrrhula	+				+						
Serinus serinus		+					+				
Passer domesticus	+								+		
Passer montanus	+								+		
Emberiza citrinella	+								+		
Emberiza cia	+							+			
Miliaria calandra		+							+		
Total specii = 82	37	37	6	2							

Explicaţii. S – sedentar; Ov – migrator, oaspete de vară (în condiţiile locale); Oc – observat ocazional; Oi – oaspete de iarnă; 1 - 7 – tipuri de habitate (vezi textul).

Alături de acestea, în molidişuri cuibăresc specii cu mai largi valenţe ecologice, precum: cinteza (*Fringilla coelebs*), pitulicea mică (*Phylloscopus collybita*), sturzul de vâsc (*Turdus viscivorus*), măcăleandrul (*Erithacus rubecula*), şorecarul comun (*Buteo buteo*) etc.

Avifauna arboretelor de fag. Dezvoltate la periferia masivului, arboretele de fag sunt populate, în afară de mai multe specii euribionte, de: ciocănitoarea sură (*Picus canus*), porumbelul gulerat (*Columba palumbus*) şi codroşul de pădure (*Phoenicurus phoenicurus*).

Avifauna golurilor de munte şi a pajiştilor subalpine. Existenţa unor întinse pajişti pe care vegetează diseminat pâlcuri de molizi, molizi izolaţi, tufe de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ienuperi, de arici sau sălcii pitice, favorizează înaintarea până la altitudini de 1300-1700 m a unor specii de păsări caracteristice habitatelor deschise de deal şi de câmpie cum ar fi: codobatura albă (*Motacilla alba*), pietrarul sur (*Oenanthe oenanthe*), sticletele (*Carduelis carduelis*), florintele (*Carduelis chloris*) şi câneparul (*Acanthis cannabina*).

Toate aceste păsări cuibăresc spre exemplu pe la Poiana Albă, situată în etajul molidului la o altitudine medie de 1400 m. În golurile montane înalte, până în etajul alpin (subalpin), este prezentă o pasăre tipică pentru acest habitat şi anume fâsa de munte (*Anthus spinoletta*). În a doua jumătate a verii şi spre toamnă, spre pajiştile montane se îndreaptă păsări de pădure în căutare de hrană, îndeosebi cele care se hrănesc pe sol, precum mierla, sturzul şi fâsa. Toamna a fost observată trecerea prin aceste arii a unor specii migratoare care cuibăresc în zonă, dar care au areale predominant nordice, ca sitarul de pădure (*Scolopax rusticola*) şi pitulicea fluierătoare (*Phylloscopus trochilus*).

Avifauna stâncăriilor calcaro-conglomeratice. Abrupturile vestice ale Hăşmaşului Mare, Piatra Singuratică, Suhardului Mic, Cheilor Bicazului şi ale afluenţilor Bicăjel, Cupaş, Lapoş şi Şugău sau ale Munticelului şi Vithavaşului sunt principalele habitate stâncoase ale acestei zone montane care interesează din punct de vedere ornitologic. În acest tip de habitat cuibăreşte un număr restrâns de specii, în mai mare sau mai mică mîsură dependente de stâncării, precum: fluturaşul de stâncă (*Tichodroma muraria*; foto 13.4), pasăre stenotopă, a cărei prezenţă este strict limitată la pereţii stâncoşi, înalţi şi abrupţi, brumăriţa de munte (*Prunella collaris)*, drepnea neagră (*Apus apus*), acvila de munte (*Aquila chrysaetos*), vânturelul roşu (*Falco tinnunculus*), mierla de piatră (*Monticola saxatilis*), codroşul de casă (*Phoenicurus ochruros*), corbul (*Corvus corax*), stăncuţa (*Corvus monedula*), presura de munte (*Emberiza cia*), vânturelul mic (*Falco naumanni*), care a fost identificat în Cheile Bicazului în 1973 (Kalaber, 1977), dar nu a mai fost regăsit. Prezenţa speciei drepnea neagră (*Apus melba*) nu a mai fost confirmată.

Avifauna depresiunilor intramontane. Mica depresiune intramontană a Bicăjelului este caracterizată prin existenţa unor formaţiuni vegetale ierboase de origine secundară (pajişti cu specii din flora spontană, culturi agricole) şi a unor mici aşezări omeneşti (Bicăjel şi Trei Fântâni) cu case, grădini şi pomi; în lungul pârâului se află şiruri de sălcii şi arini. În acest spaţiu deschis cuibăresc cel puţin 14 specii de păsări proprii ţinuturilor de câmpie şi deal, care regăsesc pe valea mijlocie a Bicăjelului condiţii prielnice de existenţă. Ecosisteme asemănătoare se află şi pe fâşia inferioară a versantului stâng al văii Dămucului, vale care constituie limita estică a Hăşmaşului. Speciile de păsări clocitoare care populează aceste ecosisteme de origine antropică sunt: cristelul de câmp (*Crex crex*), pupăza (*Upupa epops*), capântortura (*Jinx torquilla*), ciocârlia de câmp (*Alauda arvensis*), codobatura albă (*Motacilla alba*), mărăcinaru mare (*Saxicola rubetra*), graurul (*Sturnus vulgaris*), cioara grivă (*Corvus corone cornix*), sfrânciocul roşiatic (*Lanius collurio*), sticletele (*Carduelis carduelis*), forintele (*Carduelis chloris*), câneparul (*Acanthus cannabina*), cănăraşul (*Serinus serinus*), presura galbenă (*Emberiza citrinella*), presura sură (*Miliaria calandra*). Prezenţa tuturor acestor păsări în depresiunea

Bicăjelului este cu atât mai interesantă cu cât acesta este un bazin închis, lipsit de o comunicare directă cu văile pericarpatice.

În aşezările omeneşti, există în efective restrânse, patru specii sinantrope şi anume: rândunica (*Hirundo rustica*), lăstunul de casă (*Delichon urbica*), vrabia de casă (*Passer domesticus*), vrabia de câmp (*Passer montanus*) şi codroşul de casă (*Phoenicurus ochruros*). Este de menţionat că vrăbiile sunt limitate la satele Bicăjel, Trei Fântâni şi Dămuc.

Avifauna apelor curgătoare. La fel ca în toţi Carpaţii Orientali, în lungul pâraielor este obişnuită prezenţa codobaturii de munte (*Motacilla cinerea*) şi a pescărelului negru (*Cinclus cinclus*).

Avifauna apelor stagnante. În urmă cu puţini ani, pe Lacul Roşu s-a închegat o micropopulaţie de raţe mari (*Anas platyrinchos*) constituită din aproximativ 8-10 perechi prezente aici în întreaga perioadă în care apele lacului nu sunt îngheţate.

În Munţii Hăşmaşului este confirmată prezenţa a 82 de specii de păsări, incluse în 30 de familii şi 11 ordine; între acestea 74 sunt specii clocitoare, 6 specii au statut incert (observate ocazional), iar 2 specii sunt oaspeţi de iarnă (tabel 13.1).

Tabelul 13.2. **Speciile din fauna Munţilor Hăşmaş ocrotite prin lege**

Nr.crt.	Specia	Actul normativ OUG 57/20.06.2007
	Nevertebrate	
1	*Austropotamobius torrentium*	+
2	*Erebia medusa slovakiana* WARR	+
3	*Erebia melas carpathicola* POPESCU GORJ	+
4	*Parassius apollo transsylvanicus* SCHW.	+
	Peşti	
5	*Barbus meridionalis*	+
6	*Cottus gobio*	+
7	*Thymallus thymallus*	+
	Amfibieni	
8	*Bombina variegata*	+
9	*Bufo bufo*	+
10	*Bufo viridis*	+
11	*Rana temporaria*	+
12	*Salamandra salamandra*	+
13	*Triturus alpestris*	+
14	*Triturus cristatus*	+
15	*Triturus montandoni*	+
16	*Triturus vulgaris*	+
	Reptile	
17	*Anguis fragilis*	+
18	*Coronella austriaca*	+
19	*Lacerta muralis*	+
20	*Vipera berus*	+
	Păsări	
21	*Alcedo athis*	+
22	*Anas platyrhinchos*	+

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 13.2 (continuare)

23	*Apus apus*	+
24	*Aquila chrysaetos*	+
25	*Aquila pomarina*	+
26	*Athene noctua*	+
27	*Aythya nyroca*	+
28	*Botaurus stellaris*	+
29	*Bubo bubo*	+
30	*Calandrella brachydactyla*	+
31	*Caprimulgfus europaeus*	+
32	*Chlidonias niger*	+
33	*Ciconia ciconia*	+
34	*Cinclus cinclus*	+
35	*Circaetus gallicus*	+
36	*Corvus corax*	+
37	*Coracias garrulus*	+
38	*Cygnus cygnus*	+
39	*Dendrocopus leucotos*	+
40	*Dendrocopus medius*	+
41	*Dendrocopus syriacus*	+
42	*Dryocopus martius*	+
43	*Emberiza cia*	+
44	*Emberiza hortulana*	+
45	*Erithacus rubecula*	+
46	*Falco naumanni*	+
47	*Falco peregrinus*	+
48	*Ficedula parva*	+
49	*Gavia arctica*	+
50	*Jynx torquilla*	+
51	*Lanius minor*	+
52	*Lanius collurio*	+
53	*Larus minutus*	+
54	*Lullula arborea*	+
55	*Mergus albellus*	+
56	*Monticola saxatilis*	+
57	*Motacilla alba*	+
58	*Motacilla cinerea*	+
59	*Nucifraga caryocatactes*	+
60	*Picoides tridactylus*	+
61	*Picus canus*	+
62	*Podiceps auritus*	+
63	*Regulus regulus*	+
64	*Regulus ignicapillus*	+
65	*Sitta europaea*	+
66	*Sterna hirundo*	+
67	*Streptopelia turtur*	+
68	*Tetrao urogallus*	+
69	*Tetrastes bonasia*	+
70	*Tichodroma muraria*	+
71	*Troglodytes troglodytes*	+
72	*Tringa glareola*	+
73	*Turdus philomelos*	+

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 13.2 (continuare)

74	*Turdus viscivorus*	+
	Mamifere	
75	*Barbastella barbastellus*	+
76+	*Canis lupus*	+
77	*Felis silvestris*	+
78	*Lynx lynx*	+
79	*Martes martes*	+
80	*Myotis myotis*	+
81	*Myotis dascymene*	+
82	*Rupicapra rupicapra*	+

M a m i f e r e l e. În această zonă montană, mamiferele mici, deşi prezente, sunt încă insuficient cunoscute. Sunt de menţionat în primul rând 9 specii de lilieci, printre care *Myotis myotis*, *Myotis dascyneme*, *Vespertilio murinus* şi *Barbastella barbastellus* al căror habitat sunt peşterile, grotele sau scorburile arborilor bătrâni. Pentru mamiferele mari sunt reprezentative: cerbul carpatin (*Cervus elaphus*), capra neagră (*Rupicapra rupicapra*; foto 13.1), introdusă aici în ultimele decenii, căpriorul (*Capreolus capreolus*), ursul brun (*Ursus arctos*), râsul (*Lynx lynx*; foto 13.2), lupul (*Canis lupus*), jderul (*Martes martes*).

Capra neagră (foto 13.1) a fost colonizată în anul 1970 când au fost introduse în zonă şapte exemplare, care ulterior au dispărut fără nici o explicaţie. În 1972 s-a revenit, fiind introduse nouă exemplare. În 1989 acestea se înmulţiseră ajungând la cca 200. În prezent, efectivul este evaluat la cca 120-140 indivizi.

Multe din speciile de faună, cu precădere cele de pe aria Parcului Naţional, sunt puse sub ocrotire (tabel 13.2).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

14. SOLURILE

14.1. Consideraţii pedogenetice

Sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului se caracterizează printr-un adevărat mozaic de soluri, rezultat al interacţiunii dinamice a tuturor factorilor pedogenetici. Această impresionantă regiune montană dispune de un fond pedologic extrem de complex, care este marcat de numeroase procese specifice, atât ca efect al evoluţiei normale a principalilor factori implicaţi în solificare, cât şi ca rezultat al intervenţiei antropice în sistemul fizico-geografic.

Acest mare ansamblu de relief se extinde între 46°28' şi 46°59' latitudine nordică în spaţiul cuprins între văile Bistricioarei, în nord şi obârşia Trotuşului-Valea Frumoasei, spre sud. În condiţiile unei dispuneri a reliefului într-un ecart altitudinal de aproape 1200 m (cca 595 m la confluenţa Dămuc-Bicaz, respectiv, 1792 m în Vârful Hăşmaşul Mare) se realizează o deosebită complexitate a factorilor şi a proceselor pedogenice. În consecinţă, învelişul pedologic al regiunii se remarcă printr-o notă de reală specificitate, cu valenţe de unicitate, ceea ce nu se mai regăseşte în Carpaţii Orientali, anumite similitudini fiind întâlnite doar în Masivul Rarău şi în Piatra Craiului.

14.1.1. Factorul geologic

În ariile montane ale climatului temperat din România, factorul geologic constituie unul dintre elementele de referinţă ale contextului pedogenetic. Astfel, solurile actuale sunt strict condiţionate de tipurile de rocă şi de alcătuirea chimico-mineralogică a acestora, având în vedere faptul că materialul parental provine din transformarea pedo-geochimică a complexelor litologice care aflorează în teritoriu.

Zona cristalino-mezozoică specifică Munţilor Hăşmaşului se caracterizează prin existenţa tuturor celor trei categorii genetice de roci. Deosebită eterogenitate litologică generează o gamă foarte largă a proceselor de solificare şi un fond pedologic diversificat, cu elemente de referinţă pentru fiecare unitate morfostructurală în parte.

a) ***Rocile metamorfice.*** Se dispun pe cele două flancuri ale sinclinalului, având o relevanţă marcantă în plan pedogenetic. Dacă pe flancul vestic rocile în cauză formează o bandă continuă, în cazul celui estic se regăsesc pe un aliniament

BUCURESTI UNIVERSITY LIBRARY

continuu între văile Bistricioarei şi Pârâul Arşiţa Almaşului, afluent al Dămucului, imediat la sud de localitatea Huisurez.

În majoritatea cazurilor, relevante sunt şisturile cristaline epimetamorfice aparţinând Grupului de Tulgheş, care formează complexe litologice cu proprietăţi chimico-mineralogice diferite.

Sub aspect pedogenetic se remarcă prin reacţiile moderat-puternic acide (îndeosebi şisturile cloritoase şi sericitoase, ca şi cuarţitele), ceea ce conferă solului un fond mineralogic ce înlesneşte debazificarea intensă a complexului coloidal. Precaritatea cationilor bazici eliberaţi în soluţia solului generează o secvenţă de soluri care evoluează de la cambisoluri, reprezentate prin districambosoluri, spre spodisoluri, în succesiunea: criptopodzoluri, prepodzoluri şi podzoluri, eventual umbrisoluri (nigrosoluri şi humosiosoluri).

Şisturile cristaline mezometamorfice, respectiv Grupul de Bretila-Rarău, aflorează diferit pe cele două părţi ale sinclinalului, având o dispunere interioară, la limita cu formaţiunile sedimentare ale cuvetei.

În linii generale, faciesurile mezometamorfice răspund aceloraşi mecanisme pedogenetice; se remarcă prin însuşiri chimico-mineralogice ceva mai eterogene, inclusiv sub aspect fizico-mecanic. Din acest motiv determină aceeaşi succesiune a tipurilor zonale de sol, dar cu limite altitudinale oarecum diferite, în funcţie de tipologia reliefului.

Prezenţa la nivelul versanţilor a reliefului fluvio-denudaţional presupune existenţa unor deluvii pleistocene cu proprietăţi fizico-mecanice şi fizice extrem de variate, ceea ce se reflectă în grosimea diferită şi în cantitatea de schelet de pe profilul solului. În cea mai mare parte, solurile formate pe aceste roci şi pe depozite de solificare derivate din acestea sunt legate direct de suportul litologic, prin însuşiri precum grosimea solului, conţinutul de schelet şi volumul edafic util, alcătuirea granulometrică ş.a.

Distribuţia rocilor metamorfice pe flancurile cuvetei mezozoice condiţionează un înveliş de sol propriu axului cristalin carpatic, continuat spre vest în Munţii Giurgeului, în timp ce pe rama estică generează o secvenţă pedologică particulară, ce delimitează clar aria cristalino-mezozoică de cea a flişului intern est-carpatic.

b) ***Rocile sedimentare.*** Ocupă cea mai mare parte a teritoriului (cca 75%), fiind reprezentate de unităţi lito-stratigrafice variate cu proprietăţi pedo-geochimice distincte.

Calcarele şi dolomitele mezozoice. Participă cu o pondere însemnată la alcătuirea litologică a teritoriului, ajungând până la cca 50% în partea central-sudică a regiunii, dacă avem în vedere şi depozitele de versant (deluviile) constituite din aceleaşi materiale. Dolomitele triasice, caracteristice Pânzei Bucovinice, aflorează pe cele două flancuri ale sinclinalului, având o deosebită reprezentativitate în partea vestică (în compartimentul central), îndeosebi între văile Lapoş şi Ciofronca.

Calcarele de vârstă jurasică şi neocomian-urgoniană formează un aliniament aproape continuu în partea central-vestică a regiunii, cu precădere în componenţa

Pânzei de Hăşmaş (Bardos-Suhardu Mic-Ghilcoş-Hăşmaşul Negru, Telecu Mare-Hăşmaşul Mare-Fratele); acestui ansamblu îi aparţine şi Culmea Munticelu-Surduc. Calcarelor li se adaugă un al doilea aliniament poziţionat în partea central-estică a sinclinalului, şi anume Culmea Dămucului, în spaţiul căreia formaţiunea de wildflysch înglobează masive izolate sau prelungi de brecii şi megabrecii calcaroase, dar şi cunoscutele „klippe" de calcare malm-urgoniene remaniate din Pânza de Hăşmaş prin procese de alunecări submarine (Piatra Luciului, Piatra Hotarului, Ghiciminişul etc.).

Aceste roci carbonatice se remarcă prin trăsături pedogenetice comune. În urma manifestării unor procese specifice de alterare, se eliberează mari cantităţi de cationi de Ca^{2+} şi de Mg^{2+}, care ocupă poziţii de schimb şi alimentează în permanenţă soluţia solului cu elemente bazice. În aceste condiţii, tendinţa de debazificare a solului este mult atenuată, iar humificarea se realizează optim, materia organică intens transformată fiind strâns legată de partea minerală. Astfel, sunt create condiţii optime pentru formarea unor soluri specifice de tipul rendzinelor (clasa cernisoluri), care constituie trăsătura pedogenetică reprezentativă pentru această regiune.

În acest teritoriu se întâlneşte toată gama evolutivă a solurilor formate pe roci carbonatice: roca la zi-litosol rendzinic (protisoluri)-rendzină scheletică-rendzină eutrică-rendzină cambică (cernisoluri)-eutricambosol molic-eutricambosol tipic (cambisoluri). În plus, natura rocii condiţionează separarea la nivelul taxonilor inferiori (varietate, specie granulometrică şi familie) a rendzinelor dolomitice sau calcaroase, negre sau brune-roşii, cu mull calcic, mull tipic sau mull-moder.

Formaţinea de wildflysch. Se remarcă printr-o largă răspândire în partea central-estică a regiunii, având forma unei benzi direcţionale foarte largi, orientată pe direcţie nord-sud. Alcătuirea litologică este foarte diversă, pe fondul unui complex argilo-marnos cu blocuri regăsindu-se brecii şi megabrecii, klippe calcaroase, dar şi jaspuri, la care se adaugă iviri izolate de roci eruptive bazice.

Comportamentul pedogenetic al formaţiunii de wildflysch diferă foarte mult în funcţie de proprietăţile rocii. Astfel, în timp ce jaspurile formează aliniamente înguste ce nu se impun în relief şi nici în pedogeneză, ivirile de roci eruptive bazice se înscriu pe linia formării unor eutri-cambosoluri, îndeosebi molice, eventual a eutricambosolurilor molice-andice. Breciile, megabreciile şi klippele calcaroase prezintă un comportament pedogenetic asemănător calcarelor, cu formarea solurilor rendzinice, în timp ce breciile jaspice se leagă de formarea cambisolurilor, eutrice şi districe.

În cazul fondului argilo-marnos, văile principale şi-au sculptat profile transversale largi, îmbrăcând aspectul unor depresiuni tectono-erozive, aşa cum este cazul Bicăjelului, în lungul căruia se înşiruie trei compartimente depresionare, cel mai tipic fiind poziţionat în cursul superior al râului (Depresiunea Trei Fântâni). Texturile mijlociu-fină şi fină, ca şi relieful cu declivităţi mai reduse condiţionează apariţia proceselor de hidromorfism pluvial, exprimate prin stagnogleizarea slab-moderat-puternică a unor perimetre însemnate din aria de răspândire a eutricambosolurilor. În anumite situaţii, wildflysch-ul argilos cu blocuri a favorizat producerea

alunecărilor de teren, care presupun apariţia unor complexe de soluri cu tipuri din clasele protisoluri (regosoluri), antrisoluri (erodosoluri) şi cambisoluri (eutricambosoluri).

Conglomeratele de Bârnadu sunt dezvoltate în partea central-nordică şi în sudul regiunii. Rocile în cauză au caracter polimictic şi pot îngloba uneori şi klippe calcaroase. Au în compoziţie elemente rulate de calcar, ca şi de natură cuarţitică, legate printr-un ciment calcaros. Comportamentul pedogenetic este în bună parte diferit de al altor tipuri de conglomerate datorită liantului mult mai slab şi a prezenţei fragmentelor de roci cristaline. În consecinţă, Conglomeratele de Bârnadu determină formarea eutricambosolurilor tipice, molice şi scheletice. La altitudini mai mari, de peste 1100-1200 m, eutricambosolurile pot trece în districambosoluri.

Depozitele de fliş sunt caracteristice părţii extrem estice a regiunii, având aspectul unei benzi înguste, aproape unitare, imediat la est de fruntea Pânzei Bucovinice. Depozitele sedimentare aferente Pânzei de Ceahlău debutează cu Formaţiunea de Sinaia, în constituţia căreia se remarcă prezenţa marno-calcarelor, a gresiilor carbonatice şi a breciilor calcaroase, cu formarea cambisolurilor ce deţin un grad de saturaţie în baze de peste 53% (eutricambo-soluri, inclusiv scheletice şi molice). Un comportament pedogenetic asemănător se constată şi în cadrul Formaţiunii de Lunca (Formaţiunea cu *Aptychus*).

Fiecare categorie genetică de roci şi principalele uniităţi lito-stratigrafice sau faciesuri petrografice contribuie la apariţia unor depozite superficiale derivate, de tipul eluviilor, deluviilor (cele mai frecvente), coluviilor, proluviilor şi aluviilor, în relaţie directă cu forme de relief specifice: platouri şi interfluvii largi, versanţi, glacisuri, conuri proluviale, şesuri aluviale şi terase. Având vârste mai noi, depozitele în cauză contribuie la formarea solurilor precizate anterior (cu excepţia aluvio-solurilor), având însă stadii de evoluţie ceva mai reduse (solurile de pe versanţi şi de la nivelul glacisurilor), însă cu proprietăţi fizice, chimice şi biologice care se raportează la specificul local al pedogenezei.

14.1.2. Rolul pedogenetic al reliefului

În teritoriul carpatic, relieful constituie, alături de alcătuirea litologică, unul dintre cei mai importanţi factori pedogenetici, determinând o concludentă diversitate a învelişului de sol, „ordonat" în funcţie de altitudine, dar şi „complicat" în funcţie de particularităţile morfometrice, de trăsăturile morfografice, ca şi de specificul proceselor geomorfologice actuale.

Dacă pe aria cristalină carpatică sau în anumite compartimente ale flişului (omogene sub aspect litologic) regulile distribuţiei spaţiale a solurilor sunt relativ simple şi uşor de urmărit, în zona cristalino-mezozoică apar complicaţii evidente legate de specificitatea reliefului calcaros şi a celui carstic, de prezenţa pe suprafeţe considerabile a wildflysch-ului, cât şi prin deosebita varietate a formelor mezo- şi microreliefului. De aceea, în sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului implicaţiile reliefului în pedogeneză pot fi grupate în trei mari categorii.

M o r f o m e t r i a . Se impune prin mai multe elemente, rolul major revenind altimetriei. De regulă, solurile răspund fidel etajării altitudinale, ca urmare a scăderii constante a temperaturii şi a creşterii cantităţii de precipitaţii, acelaşi principiu determinând şi apariţia unor etaje distincte de vegetaţie (paralelism fito-pedo-climatic).

În regiunea supusă analizei, deşi relieful se dispune pe un palier altitudinal de aproape 1200 m (595 m în bază, 1792 m altitudine maximă), existenţa dolomitelor şi, în special a calcarelor determină o evidentă modificare a distribuţiei altitudinale a solurilor, marea inversiune de relief (sinclinal mezozoic înălţat) antrenând şi o „inversiune" a dispunerii învelişului pedologic, rendzinele având apariţii până la partea superioară a reliefului (la peste 1700 m). Prezenţa cernisolurilor rendzinice, caracterizate de diferitele stadii de evoluţie şi prin morfologie distinctă, generează aspectul de adevărat „mozaic" al cuverturii pedologice.

Tendinţa de nerespectare a zonalităţii altitudinale se constată şi în zona de răspândire a wildflysch-ului, ca urmare a încorporării numeroaselor blocuri şi klippe de calcare, a breciilor şi megabreciilor calcaroase, eventual a unor pachete de conglomerate. Tendinţa de azonalitate este mult mai estompată, îndeosebi în Culmea Dămucului unde la partea inferioară a reliefului montan domină cambisolurile eutrice (eutricambisoluri), urmate în altitudine de cele districe (districambisoluri). O situaţie asemănătoare se constată şi în cazul conglomeratelor de Chicera şi de Bârnadu, unde relieful mai înalt, atingând frecvent 1400 m, evidenţiază totuşi o succesiune altitudinală logică în cadrul cambisolurilor.

Etajarea altitudinală cea mai clară se constată în domeniul de răspândire a rocilor metamorfice, în special în cazul celor epimetamorfice unde, în baza reliefului montan se întâlnesc districambosoluri, pentru ca mai apoi, la altitudini de peste 1000 m, să remarcăm prezenţa spodisolurilor în succesiunea prepodzoluri (până în jur de 1400 m), urmate de podzoluri (la altitudini mai mari de 1400 m).

Ceilalţi parametri morfometrici pot avea o importanţă mai mare sau mai mică în funcţie de contextul pedogenetic local. Astfel, *declivitatea* interacţionează strâns cu majoritatea însuşirilor fizice şi cu morfologia solului. De regulă, grosimea solului scade din baza reliefului, de la terase şi glacisuri, spre partea superioară a versanţilor, iar conţinutul de schelet are o tendinţă majoritar inversă. Creşterea exponenţială a declivităţii antrenează o diminuare drastică a *solum*-ului, prezenţa litosolurilor sau a rendzinelor incipiente fiind o dovadă în acest sens. Mai mult, în cazul stâncăriilor, a marilor abrupturi structural-tectonice şi/sau litologice, ca şi în cazul sectoarelor reprezentative de chei, învelişul de sol se diminuează până la dispariţia totală, fiind înlocuit cu roca la zi.

Densitatea fragmentării reliefului antrenează diferenţieri ale asamblajului pedologic, îndeosebi la nivel de subtip, dar şi o disipare a arealelor reprezentative, cu precădere în situaţia frecventelor schimbări de facies petrografic, ceea ce îngreunează foarte mult cartarea la nivel inferior. De multe ori, în situaţia unor forme slab fragmentate, de tipul platourilor structural-litologice sau al culmilor interfluviale largi, apar mari complicaţii datorită existenţei unor arii endoreice sau a unor relevante forme carstice (câmpuri de doline şi uvale ca în cazul Poiana Albă).

M o r f o g r a f i a. Înfăţişarea reliefului joacă un rol mai puţin important, fiind în bună măsură o consecinţă a formelor reprezentative de relief. Chiar în aceste condiţii, marile categorii morfografice se caracterizează prin elemente specifice ale pedogenezei, condiţionând anumite procese de solificare. Elementul de referinţă îl constituie *versanţii*, care pot întreţine multiple diferenţieri. Pe lângă proprietăţile diferite pe care ele le induc, versanţii produc stadii variabile de evoluţie, solurile fiind mai tinere decât cele de la nivelul suprafeţelor orizontale sau slab înclinate.

Formele de racord de tipul *glacisurilor*, îndeosebi cele de acumulare, oferă cele mai bune condiţii de solificare, ca de altfel şi terasele medii sau superioare. În aceste situaţii se instalează soluri profunde sau cu grosimi medii, având un conţinut mai redus de schelet şi cu un volum edafic util optim, ceea ce deschide perspectiva utilizării terenurilor şi pentru alte folosinţe decât cea forestieră.

Culmile şi platourile structural-litologice sau sculpturale se caracterizează printr-un înveliş de sol relativ evoluat, aflat în echilibru cu factorii de mediu (soluri aflate în stadiu de *climax*), doar dacă roca subjacentă nu este foarte aproape de suprafaţă.

T i p o l o g i a r e l i e f u l u i. Aceasta preia o serie de particularităţi atât ale morfometriei, cât şi ale morfografiei. Larga răspândire a tipurilor calcaros şi carstic se corelează cu domeniul de apariţie a rendzinelor. În compartimentul central-sudic al Hăşmaşului, calcarele malm-urgoniene corespund culmii principale care apare sub forma unei spinări longitudinale, marcată de câteva sectoare reprezentative: Ghilcoşul-Hăşmaşul Negru-Hăşmaşul Mare-Muntele Fratele.

Cea mai mare complexitate a reliefului petrografic format pe roci carbonatice se înregistrează în cursul superior al râului Bicaz, unde calcarele malm-urgoniene ale Pânzei de Hăşmaş formează trei aliniamente succesive în Cheile Mari (Suhardu Mic şi Bardos) şi Cheile Mici (Munticelu-Surduc). La acestea se adaugă şi calcarele triasice ale Pânzei Bucovinice, poziţionate la obârşia pâraielor Bicaz, Lapoş şi Cupaş.

În compartimentul nordic, între văile Bistricioarei şi Bicazului, relieful este reprezentat prin culmi montane principale şi secundare cu altitudini mai mici (1200-1650 m), dezvoltate în formaţiuni sedimentare diverse: conglomerate (Vf. Hăghieşului, Danciului şi Ciurgăul), dolomite (Vithavaşul, Licaşul şi Danturaşul), gresii şi calcaro-gresii (Suhardul Mare).

În partea terminal sudică, sinclinalul mezozoic se îngustează foarte mult, calcarele şi dolomitele reducându-se la un simplu aliniament, Culmea Noşkolat-Condrat (1250-1550 m), pentru ca spre vest, în relief să se păstreze o culme secundară cristalină, pe direcţia Vf. Bucinului (1373 m)-Vf. Livezile (1290 m)-Muntele Păgânu (1351 m).

Prezenţa depozitelor de wildflysch amplifică complexitatea litologică şi permite dezvoltarea unor forme depresionare, aşa cum este ulucul depresionar din lungul Bicăjelului (Depresiunea Trei Fântâni) cu caracter tectono-eroziv. În aceste condiţii, se înregistrează formarea unor soluri diferenţiate sub raport pedogenetic. În plus, faciesurile cu depozite fine întreţin mecanismele specifice ale stagno-

gleizării, iar formele reliefului fluvial de acumulare (şesuri aluviale şi terase) condiţionează apariţia solurilor azonale, exprimate prin protosoluri aluviale.

Pe ansamblu, imaginea de sinclinal este clar evidenţiată prin domeniul de răspândire al cambisolurilor districe şi al spodosolurilor, de la periferia estică (cu precădere în Culmea Dămucului) şi vestică (din bazinul Putnei până în cel al Oltului superior). În interiorul sinclinalului, remarcabila inversiune de relief (sinclinal mezozoic înălţat) întreţine o mare complexitate pedologică, nota dominantă fiind dată de calcarele şi dolomite, cu reflex în formarea solurilor de tip rendzinic, în timp ce alte formaţiuni cretacice, majoritar bazice, se corelează cu domeniul de răspândire al cambisolurilor, mai mult sau mai puţin etajate în funcţie de altitudine.

14.1.3. Condiţiile climatice

Acest district din ţinutul climatic al Carpaţilor Orientali reprezintă consecinţa directă a înterpătrunderii rolului pe care-l deţin factorii climatogeni majori (radiativ şi dinamic), la care se adaugă particularităţile induse de relief. Pe ansamblu, climatul este cel specific munţilor mijlocii şi numai partea centrală, cu altitudini ce se apropie sau depăşesc 1700 m, prezintă trăsături de tranziţie spre cel al munţilor înalţi.

Principalele elemente climatice se caracterizează prin limite largi de variaţie, având în vedere ecartul altitudinal, poziţia în cadrul Carpaţilor Orientali şi caracteristicile reliefului (orientare, declivitate, expoziţie, tip de fragmentare etc.).

Valorificarea precipitaţiilor în procesele de pedogeneză se realizează diferit, în funcţie de particularităţile reliefului şi ale depozitelor de solificare. Cu excepţia formelor concave şi microdepresionare (platouri cu doline şi uvale), ariile calcarodolomitice pierd mult mai uşor apa din precipitaţii, ceea ce explică foarte slaba relevanţă a proceselor de stagnogleizare. La nivelul depozitelor de solificare, se păstrează însă o umiditate suficientă pentru realizarea proceselor de alterare *in situ*, mineralele argiloase de neoformare valorificând optim aportul de apă, atât în procesele de solificare, cât şi pentru nutriţia plantelor.

Pe fondul unui climat răcoros şi relativ umed, sunt create condiţiile formării şi evoluţiei districambosolurilor, urmate de spodisoluri, cu prepodzoluri, podzoluri şi criptopodzoluri, eventual de umbrisoluri (nigrosoluri, rar humosiosoluri).

Depozitele de wildflysch relaţionează diferit în raport cu specificul climatic. Faciesurile conglomeratice (de Bârnadu şi Chicera) nu întreţin restricţii privind modul de valorificare a precipitaţiilor, texturile preponderent mijlocii favorizând fluxul descendent pe profilul solului, cu reflex în debazificarea lentă, dar constantă în raport cu altitudinea, ceea ce contribuie la dominanţa categorică a cambisolurilor (eutricambosoluri, urmate la altitudini mai mari de districambosoluri).

Faciesurile argilo-marnoase impun predominarea texturilor fine, cu o permeabilitate redusă, ceea ce condiţionează excesul temporar sau permanent de umiditate, subtipul stagnic al eutricambosolurilor fiind o prezenţă constantă în ariile depresionare (Trei Fântâni) sau chiar la nivelul unor forme de relief slab-mediu

înclinate (Culmea Dămucului). În cazul unor mici bazine de alunecare sau al formelor joase şi slab înclinate, pe suprafeţe restrânse sunt întrunite condiţiile pentru formarea unor hidrisoluri (stagnosoluri tipice, gleice sau histice).

Condiţiile climatice specifice acestui ansamblu montan intervin în pedogeneză şi indirect, generând un anumit specific al bioacumulării, în corelaţie cu tipul, structura şi gradul de acoperire cu vegetaţie, parametri ai învelişului vegetal care sunt subordonaţi direct climei. De altfel, etajarea principalelor elemente climatice determină o distribuţie corespunzătoare a formaţiunilor vegetale, solul răspunzând doar parţial paralelismului fito-pedo-climatic, datorită aportului deosebit de cationi bazici din constituţia rocilor parentale carbonatate.

14.1.4. Învelişul vegetal

Teritoriul sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului se caracterizează printr-un înveliş biotic complex, diversificat tipologic şi sub aspectul compoziţiei floristice, supus însă unei presiuni antropice în continuă creştere, ceea ce determină numeroase modificări ale structurii şi gradului de acoperire cu vegetaţie.

Condiţiile climatice caracteristice acestui domeniu montan impun prezenţa cvasigeneralizată a pădurilor care, în unele sectoare, acoperă cca 80% din teritoriu (aria cristalină din vestul regiunii). În cadrul acestui tip major de vegetaţie, cel mai bine reprezentat este etajul pădurilor de conifere, urmat, în ariile joase şi periferice din estul regiunii, de cel al pădurilor de amestec fag-conifere. La partea superioară a reliefului sunt întrunite condiţii pentru apariţia sporadică a etajului tufărişurilor subalpine, în timp ce în domeniul forestier include şi pajiştile montane cu caracter secundar. Un loc aparte este ocupat de vegetaţia azonală, de stâncărie, având în vedere ponderea deosebită a maselor calcaro-dolomitice la zi sau slab solificate, cât şi higrofilă în mici enclave din lungul Bicăjelului.

Învelişul vegetal al acestei regiuni relaţionează strâns şi interconexiv cu solurile actuale, determinând specificul bioacumulării, cantitatea şi calitatea humusului, cu reflex în stabilirea unor însuşiri morfologice (culoare, structura pedogenetică, grosimea orizonturilor superioare etc.). Pe de altă parte, actualul aspect al vegetaţiei reprezintă o consecinţă nemijlocită a cumulului de însuşiri de la nivelul solului, ceea ce se cuantifică în tipul, structura şi gradul de acoperire vegetală.

Ceilalţi factori pedogenetici naturali (mezo- şi microfauna, excesul de umiditate) intervin punctual în manifestarea proceselor pedogenetice, cu o notă de specificitate doar pentru materialele parentale fine din constituţia formaţiunii de wildflysch, unde excesul pluvial de umiditate condiţionează apariţia extrem de frecventă a stagnogleizării, fenomen caracteristic majorităţii cambisolurilor.

Factorii pedogenetici determină participarea diferenţiată a proceselor pedogenetice, ceea ce contribuie la formarea unui înveliş de sol extrem de variat, care poartă amprenta deosebită a rocii de solificare şi a reliefului, cu particularităţi legate de specificul climatic şi de natura vegetaţiei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

14.2. Tipologia, răspândirea şi însuşirile solului

Teritoriul supus analizei a beneficiat în deceniul opt al secolului trecut de o serie de studii pedogeografice realizate de un colectiv de cercetare de la Universitatea din Iaşi şi Staţiunea de cercetări „*Stejarul*" Pângăraţi (Neamţ), coordonat de Nicolae Barbu, Gheorghe Lupaşcu şi Constantin Rusu. Lucrările publicate la acea dată beneficiau de un nou sistem de clasificare a solurilor, oficializat în România în anul 1980. Datorită progreselor evidente ale ştiinţei solului în ultimele decenii, concretizate în definitivarea lucrării *Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol* (***World Reference Base for Soil Resources-WRB-SR***), care a devenit sistem unic de clasificare a solurilor la nivel internaţional, ţara noastră a adoptat oficial în 2003 o nouă clasificare, *Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor* (SRTS).

Prezentarea solurilor se va realiza în funcţie de acest nou sistem care, la nivel superior, operează cu trei ranguri taxonomice: *clasa*, *tipul* şi *subtipul* de sol. Complexitatea condiţiilor pedogenetice impune o deosebită diversitate a solurilor, regiunii de care ne ocupăm fiindu-i caracteristice opt clase: cernisoluri cambisoluri, spodisoluri şi umbrisoluri (soluri zonale), apoi hidrisoluri, histisoluri, protisoluri şi antrisoluri (soluri azonale şi intrazonale). Fiecare clasă este reprezentată prin unul sau mai multe tipuri, cu mai multe subtipuri de sol. La acestea se adaugă şi perimetrele cu roca la zi (calcare şi dolomite nesolificate).

14.2.1. Clasa cernisoluri

Prezenţa cernisolurilor în domeniul carpatic trebuie privită cu foarte multă circumspecţie, cu excepţia depresiunilor largi unde prezenţa facoziomurilor, eventual a cernoziomurilor evoluate, constituie o evidentă certitudine. Conform SRTS-2003, clasa cernisoluri cuprinde şi tipul rendzina, criteriul major de diagnoză fiind legat de prezenţa orizontului A molic (A_m), specific tuturor cernisolurilor.

14.2.1.1. Rendzine (RZ)

Acest tip de sol este definit printr-un orizont A molic, provenit din alterarea unor materiale bazice (calcare, dolomite, brecii şi conglomerate calcaroase) şi marcat de acumularea intensă a materiei organice puternic humificate, de calitate superioară. În vechiul sistem de clasificate (SRCS, 1980), rendzinele constituiau un tip distinct în cadrul clasei molisoluri, dar frecvent, diferiţi autori tratau separat aceste soluri, pe care le încadrau la solurile litomorfe. De altfel, trebuie subliniat faptul că actualul sistem de clasificare a solurilor (SRTS, 2003) este lipsit de o viziune unitară în ceea ce priveşte rolul unor categorii de roci cu mare personalitate pedogenetică. Astfel, în sistem au fost introduse clase noi (pelisoluri şi andisoluri) şi s-au definit tipuri distincte de sol pentru anumite materiale parentale: psamosol (din clasa protisoluri) pe nisipuri, pelisol (pe argile necontractile), vertosol (pe argile gonflante), andosol (pe materiale de natură eruptivă), fără a aplica aceleaşi principii şi pentru solurile formate pe depozite şi roci carbonatice (calcare şi

dolomite). În aceste condiţii, *rendzinele* au rămas ataşate cernisolurilor, clasă de sol care individualizează unităţile joase de relief (câmpii şi dealuri puţin înalte) şi un mediu bioclimatic de stepă şi silvostepă (cu tipurile kastoziom, cernoziom şi facoziom).

Din acest motiv, rendzinele sunt greu de încadrat şi de corelat cu sistemele internaţionale. Conform WRB-SR (1998), rendzinele scheletice şi litice sunt considerate unităţi de ordinul doi în cadrul *Leptosolurilor* (Leptosoluri rendzinice), în timp ce rendzinele tipice şi cambice trec la *Cernoziomuri* sau *Facoziomuri*. Sistemul american (USDA-ST, 1999) include aceste soluri într-un subordin – *Renolls* – în cadrul ordinului Molisoluri (*Mollisols*).

Conceptul standard de rendzină presupune existenţa unui orizont superior, A molic (A_m), urmat de un orizont intermediar (AR, Bv,BC) care prezintă culori cu valori şi crome de sub 3,5 (la materialul în stare umedă), cel puţin la partea superioară şi pe feţele agregatelor structurale. Aceste trăsături diagnostice sunt dublate de prezenţa materialelor parentale calcaro-dolomitice sau altor roci de această natură, cu apariţii între 20-50 cm. În aceste condiţii, solul se caracterizează printr-o acumulare mare de materie organică, intens transformată şi relativ saturată în baze, în culori închise (molice) şi puternic legată de partea minerală.

În regiunea Hăşmaşului solurile în cauză ocupă suprafeţe extinse, atingând frecvent între 40-50% din întreg învelişul pedologic, pentru ca în anumite sectoare (Cheile Bicazului, Hăşmaşul Negru, Hăşmaşul Mare) să depăşească jumătate din asamblajul de sol (până la 50-55%). Frecvenţa rendzinelor se reduce simţitor spre cele două capete ale sinclinalului mezozoic, atât înspre nord, spre Valea Bistricioarei, cât şi spre sud, în valea superioară a Trotuşului.

Răspândirea deosebită a unor varietăţi de calcare şi dolomite, deosebita complexitate a tipurilor de relief carstic şi calcaros, prezenţa declivităţilor foarte diferite impun mari variaţii ale raportului morfogeneză-pedogeneză, ceea ce condiţionează apariţia întregii game evolutive: rendzine scheletice, tipice şi cambice, precedate de formarea litosolurilor rendzinice şi urmate de atingerea unui stadiu foarte avansat, caracteristic eutricambosolurilor molice (rendzinice).

Încadrarea taxonomică în concepţia SRTS (2003) prevede pentru rendzine următoarele subtipuri principale: calcarică, eutrică, cambică şi scheletică. Dacă pentru conceptul de rendzină calcarică, cu efervescenţă de la suprafaţă sau în primii 50 cm nu există controverse, cel de rendzină eutrică poate fi acceptat cu mari rezerve, întrucât toate rendzinele prezintă proprietăţi eutrice (grad de saturaţie în baze de peste 53%), proprietăţile districe nefiind specifice acestui tip de sol. În consecinţă, succesiunea logică a subtipurilor principale ale rendzinelor este următoarea: *calcarică, tipică, scheletică, cambică,* la care se adaugă şi subtipurile combinate, *calcarică-scheletică* şi *cambică-scheletică*. Toate aceste subtipuri ale rendzienelor prezintă însuşiri morfologice şi fizico-chimice diferenţiate, iar repartiţia spaţială poartă amprenta particularităţilor reliefului (declivitate, formă sau tip de relief).

Rendzinele calcarice (*RZ ka*) se formează atât pe calcare, cât şi pe dolomite, având carbonaţi de la suprafaţă sau în primii 20 cm (proxicalcarice), eventual, între

20-50 cm (epicalcarice). Morfologia rendzinelor calcarice se remarcă prin existenţa unui orizont A molic (A_m), închis la culoare (în nuanţe de 10 YR, cu valori şi crome de sub 3,5 la materialul în stare umedă), cu grosimi de peste 20-25 cm şi structură pedogenetică foarte bine exprimată, glomerulară sau grăunţoasă.

Orizontul mineral de acumulare a materiei organice humificate (A_m) poate fi precedat de un orizont organic nehidromorf (O), cu grosimi de de la câţiva cm până la 20-30 cm, în succesiunea O_l (de litieră), O_f (de fermentaţie), O_h (de humificare). Morfologia este completată printr-un orizont de tranziţie AR sau AC, sub care urmează roca dură (stratul R), de natură calcaro-dolomitică.

Profilul de sol este scurt, în medie de 50-70 cm grosime, iar conţinutul de schelet creşte constant pe profil, fără a depăşi 50% în orizontul de tranziţie A/R. În aceste condiţii, volumul edafic util are valori modeste, dar suficiente pentru dezvoltarea vegetaţiei forestiere sau de pajişti naturale.

Proprietăţile fizico-mecanice, fizice şi hidrofizice se situează sub media tipului, remarcându-se texturile mijlocii, densităţile aparente cu valori moderate (1,1-1,3 g/cm^3) şi coeficienţii hidrofizici cu valori reduse ale capacităţii de apă în câmp şi a apei utile. Sub aspect chimic, menţionăm valorile neutrale şi slab alcaline ale reacţiei (pH =7,0-8,2), prezenţa carbonaţilor de la suprafaţă sau din baza orizontului A_m (ajungând până la 12-20%), în timp ce conţinutul de materie organică este ridicat, dar în cantităţi variabile (între 6-35% în A_m). În funcţie de tipul de vegetaţie şi de condiţiile bioacumulării, tipul de humus poate fi mull calcic (C/N< 15), mull tipic (C/N 15-20) sau mull-moder (C/N > 20). Aprovizionarea cu azot total este optimă în A_m, dar scade brusc spre baza profilului, ca de altfel şi în cazul potasiului mobil (peste 100 ppm pe tot profilul), în timp ce fosforul mobil este în cantităţi moderate (8-10 ppm), cu o tendinţă de diminuare spre baza profilului de sol.

Rendzinele tipice (*RZ ti*) reprezintă conceptul central al tipului, fără a prezenta atributele specifice celorlalte subtipuri. Sub aspect morfologic şi al însuşirilor fizice nu prezintă deosebiri majore faţă de subtipul calcaric. Se individualizează printr-un câmp mai larg de valori la nivelul principalelor proprietăţi chimice. Reacţia solului poate fi neutră (pH 6,8-7,2) sau chiar uşor acidă (pH 6,5-6,8) în orizontul superior (A_m), în funcţie de nivelul altitudinal şi declivitate, ceea ce presupune lipsa carbonaţilor în partea superioară a profilului de sol. Saturaţia în baze nu mai este totală, dar se păstrează la valori ridicate (V=80-100%). Slaba debazificare a orizontului superior se leagă de un stadiu ceva mai avansat de evoluţie pedogenetică, dar troficitatea potenţială şi fertilitatea rămân la aceeaşi parametri. Frecvent, calitatea rendzinelor tipice creşte, având în vedere grosimea mai mare a orizontului A_m, până la 25-35 cm.

Rendzinele scheletice (*RZ qq*) sunt asemănătoare ca morfologie cu cele calcarice şi tipice, diferenţierea fiind asigurată de creşterea substanţială a conţinutului de schelet. De regulă, acest subtip întruneşte condiţii de formare pe versanţii cu declivităţi ridicate şi în vecinătatea aflorimentelor calcaro-dolomitice, unde fragmentele de rocă (cu diametrul mai mare de 2 mm) depăşesc frecvent 50% din volumul orizonturilor (imediat sub A_m), atingând uneori chiar 70-80%. În aceste

condiţii, debazificarea solului este mult mai lentă iar volumul edafic util se reduce simţitor, ceea ce determină o diminuare a troficităţii, cu reflex în utilizarea terenurilor în cauză (creşte ponderea utilizării forestiere în dauna celei de pajişti naturale).

Rendzinele calcarice-scheletice (*RZ ka-qq*) reprezintă un subtip combinat care preia din însuşirile celor două subtipuri simple. Solul face efervescenţă de la suprafaţă, cel puţin în jurul fragmentelor de rocă, iar reacţia este predominant slab alcalină (pH=7,2-8,0), cu excepţia unor probe din A_m unde devine neutră (pH= 6,8-7,2). Humusul de tip mull tipic sau mull calcic se acumulează în cantităţi apreciabile (6-30%), iar gradul de saturaţie în baze se apropie de maximum (V=95-100%).

Principalele proprietăţi fizico-mecanice şi chimice au fost selectate dintr-un profil prezentat în cadrul simpozionului „*Factori şi procese pedogenetice din zona temperată*", ediţia a XVI-a, din 13-15 octombrie 2006, situat pe dreapta râului Bicaz, imediat în amonte de Lacu Roşu.

Rendzinele cambice (*RZ cb*) constituie subtipul cel mai avansat din punct de vedere pedogenetic. S-au format tot pe calcare şi dolomite, dar asocierea cu forme de relief slab înclinate (glacisuri, versanţi slab-mediu înclinaţi, şei, culmi şi platouri structural-litologice etc.) determină o intensitate mult mai redusă a proceselor denudaţionale, cu reflex în levigarea mai pronunţată şi în conturarea unui al doilea orizont diagnostic, B cambic (B_v).

Solurile în cauză sunt ceva mai profunde, având grosimi de 60-80 cm (uneori chiar 80-100 cm), însă conţinutul de schelet este mult mai redus şi concentrat spre baza profilului, ceea ce determină o creştere a volumului edafic util şi implicit a stării de calitate.

Gama proprietăţilor chimice este mult mai largă, remarcându-se o corelaţie sesizabilă cu nivelul altitudinal. Reacţia solului este slab acidă (pH=5,9-6,4) şi, mai rar, moderat acidă (pH=5,5-5,8) în orizontul A_m, devine slab acidă (pH=6,5-6,8) şi neutră (pH=6,8-7,2) în orizonturile intermediare (AB şi B_v), pentru ca în profunzime să domine reacţiile slab alcaline (pH=7,3-7,8). Conţinutul de humus este mare şi foarte mare, dar este repartizat neuniform de la un profil la altul (6-25%, în orizontul A_m). Pe profil, cantitatea de materie organică se reduce brusc (cu valori de 2-4% în B_v), iar calitativ domină tipurile mull tipic şi mull calcic. Suma bazelor schimbabile (S_B= 26-46 me/100 g sol) prevalează în raport cu hidrogenul schimbabil (SH=2-8 me/100 g sol, în medie), ceea ce asigură o capacitate totală de schimb cationic mare şi foarte mare (T=35-80 me/100 g sol), dar şi un grad ridicat de saturaţie în baze. Cel mai adesea, rendzinele cambice se încadrează în categoria solurilor eubazice (V=76-90%), dar la altitudini mai mari şi în stadii avansate de pedogeneză se trece în gama solurilor mezobazice (V=60-75%).

Aprovizionarea cu azot total este optimă la nivelul orizontului A_m, dar deficitară în cazul fosforului şi a potasiului mobil. Fertilitatea rendzinelor cambice este ridicată pentru toate ecosistemele forestiere şi pastorale.

Repartiţia spaţială a rendzinelor este condiţionată de roca de solificare şi de particularităţile reliefului, fără a se realiza grupări teritoriale bazate pe stadiul

evolutiv al acestor soluri. Ca pondere, rendzinele domină în partea centrală, axială, pe linia înălţimilor maxime (Ghilcoş-Hăşmaşul Negru, Hăşmaşul Mare-Fratele), având o reprezentativitate deosebită şi în zona Cheilor Bicazului şi Bicăjelului sau la nord de valea Bicazului, pe câteva aliniamenete succesive (între Suhardul Mare şi Munticelu).

Flancurile sinclinalului sunt foarte bine evidenţiate de prezenţa rendzinelor dolomitice, cu o pregnantă relevanţă în cazul unor masive de pe clina vestică (Hagota, Licaş, Danturaşu Mic) şi estică (Arşiţa Almaşului, Bâtca Neagră, Chicera). În partea terminal sudică a sinclinalului, rendzinele sunt bine reprezentate pe aliniamentul culmii principale: Noşkolat-Javardi-platoul Salamaş-Crucea Condrat, apoi în bazinul superior al râului Valea Întunecoasă, de unde se continuă fragmentar în masivele Ciopo-Biutca, Coniac, Muntele Frumos-Muntele Păgânilor.

Partea de nord a regiunii se remarcă printr-o distribuţie diseminată a rendzinelor, sub forma unor areale insulare, cea mai mare relevanţă având în cazul perimetrelor dolomitice de pe flancurile sinclinalului mezozic. În interiorul acestuia solurile în discuţie se dispun în mici suprafeţe disjuncte, condiţionate de prezenţa olistolitelor şi a klippelor calcare izolate, cât şi de apariţia unor brecii calcaroase înglobate în masa formaţiunii de wildflysch.

În legătură cu distribuţia în teritoriu a principalelor subtipuri ale rendzinelor nu pot fi realizate corelaţii decât cu tipologia reliefului şi declivitate. Obişnuit, rendzinele calcarice, scheletice şi calcarice-scheletice ocupă suprafeţe considerabile în cazul formelor de relief cu declivităţi ridicate (versanţi cu pante de peste 20%), iar cele cambice şi cambice-scheletice se leagă de un relief mult mai aşezat. Se constată însă o succesiune evolutivă logică în sensul: roca la zi (abrupturi, relief ruiniform)-litosol rendzinic (versanţi abrupţi, trepte litologice înguste, martori de rezistenţă litologică)-rendzină calcarică, scheletică sau calcarică scheletică (versanţi mediu-puternic înclinaţi, vârfuri şi culmi montane înguste, glacisuri de eroziune)-rendzină cambică şi cambică-scheletică (versanţi slab-mediu înclinaţi, culmi montane largi, platouri structural-litologice, înşeuări etc.).

În cazul nivelelor altitudinale ridicate (>1200-1400 m), se remarcă o tendinţă de trecere de la rendzine spre eutricambosoluri, îndeosebi molice şi scheletice, urmate de cele tipice. Prezenţa rendzinelor aflate în toate stadiile de evoluţie şi cu trăsături diferite constituie o particularitate pedogeografică marcantă a sinclinalului mezozoic al Hăşmaşului, deosebindu-l net de toate celelalte arii montane înconjurătoare (Munţii Bistriţei, Ceahlău, Munţii Tarcăului, Ciucului şi Giurgeului).

14.2.2. Clasa cambisoluri

Solurile din această clasă sunt cele mai reprezentative pentru tot teritoriul carpatic, îndeosebi pentru Carpaţii Orientali. În zona cristalino-mezozoică, cambisolurile sunt o prezenţă certă, fără a avea însă răspândirea din munţii flişului, unde se impun pregnant în pedopeisaj.

Cambisolurile grupează tipurile de sol care prezintă ca element major de diagnoză orizontul B cambic (B_v), având nuanţe de culoare cu valori şi crome de

peste 3,5 (în stare umedă), începând din partea superioară. Pot prezenta un orizont organic nehidromorf (O), dar şi alte proprietăţi diagnostice (stagnice, gleice, pelice, andice etc.). Solurile acestei clase prezintă şi un orizont A ocric (A_o), dar pot avea şi orizont A_m (subtipul molic) sau A_u (subtipul umbric).

În vechiul sistem de clasificare (SRCS, 1980) purtau aceeaşi denumire, iar în *Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol* (WRB-SR, 2006) alcătuiesc gruparea cu acelaşi nume (*Cambisols*). În sistemul american (USDA-*Soil Taxonomy*), cambisolurile aparţin ordinului Inceptisoluri (*Inceptisols*), cu mai multe subordine în funcţie de regimul termic (*Cryepts*) şi de umiditate (*Usepts, Udepts*).

Separarea acestei clase se leagă invariabil de timp, fiind considerate „soluri relativ tinere sau cu un profil slab dezvoltat" (WRB-SR, 2006). Cambisolurile se remarcă printr-un orizont de alterare *in situ* (B cambic), având culori specifice şi structură pedogenetică, proprietăţi realizate în condiţii de regenerare progresivă a profilului, prin pierdere de materiale la suprafaţă şi aport continuu în baza solului. Clasa cambisoluri este reprezentată prin două tipuri: eutricambosoluri şi districambosoluri.

14.2.2.1. Eutricambosoluri (EC)

Definiţia eutricambosolurilor prevede existenţa unui orizont A_{ocric} (A_o) sau A_{molic} (A_m), urmat de orizontul diagnostic principal B cambic (B_v), în culori cu valori şi crome >3,5 la materialul în stare umedă, la care se adaugă gradul de stauraţie în baze mai mare de 53%.

Taxonomic, corespund cambisolurilor eutrice (*Eutric Cambisols*) în viziunea WRB-RS, 2006 şi constituie mari grupe în cadrul subordinelor *Cryepts, Udepts* şi *Usepts* (*Eutrocryepts*, *Etrudepts*, *Haplusteps*) din componenţa ordinului *Inceptisols* (USDA-ST). În România, între 1980 şi 2003 au fost diagnosticate şi încadrate ca *soluri brune eu-mezobazice*.

Eutricambosolurile se caracterizează printr-o morfologie de tip A_o-A_oB_v-B_v-BC-C, care se poate modifica în baza profilului de sol. Orizontul A ocric poate avea grosimi variabile (20-40 cm), culori relativ deschise (brun-cenuşii) şi o structură grăunţoasă sau mic poliedrică (subangulară). În funcţie de natura materialului parental şi de specificul bioacumulării, orizontul A_o poate fi substituit de unul molic (A_m), închis la culoare şi mult mai humifer. Sub o vegetaţie forestieră se instalează o succesiune completă sau parţială de suborizonturi organice (O_l, O_f, O_h).

Orizontul diagnostic principal (B cambic) ocupă o poziţie intermediară în profilul de sol, având grosimi foarte diferite, de la 20-30 cm, până la 60-80 cm, uneori chiar mai mult, remarcându-se culorile în nuanţe de 10 YR (rar 7,5 YR), dar cu valori şi crome ce depăşesc 3,5 la materialul în stare umedă. În baza profilului de sol este caracteristic orizontul C, înlocuit frecvent de stratul R (roci consolidate), iar trecerea dintre orizonturi se realizează prin intermediul celor de tranziţie (AB, BC sau CR).

Deosebita diversitate litologică şi natura diferită a depozitelor de solificare derivate creează o multitudine de condiţii în care se formează eutricambosolurile.

Cea mai elocventă combinaţie între rocă şi sol se realizează în cazul sinclinalului mezozoic la nivelul Formaţiunii de wildflysch, a Conglomeratelor de Bârnadu şi Formaţiunii de Lunca, ca şi în flişul intern de la periferia estică şi sud-estică a regiunii.

Fondul pedo-geochimic extrem de divers şi varietatea formelor de relief din sinclinalul Hăşmaşului generează o gamă largă de subtipuri: tipice, molice, pelice, gleice, stagnice, litice, scheletice, la care se adaugă şi unele combinate, precum pelice-stagnice, molice-scheletice etc.

Eutricambosolurile tipice (*EC ti*) reprezintă conceptul standard al tipului, fiind condiţionate de prezenţa diferitelor roci sedimentare precum Conglomeratele de Bârnadu, Formaţiunea cu *Aptychus* şi Formaţiunea de Sinaia, parţial şi de wildflysch-ul marno-argilos, la care se adaugă depozitele de suprafaţă derivate din acestea. Reprezintă soluri mediu profunde, cu schelet puţin sau chiar lipsite de schelet, fără alte proprietăţi diagnostice (molice, pelice, gleice, stagnice, litice etc.).

Gama însuşirilor fizice este destul de diversă, dar cu anumite trăsături comune. Sub aspect granulometric sunt nediferenţiate pe profil, dar cu texturi variate. Dominante sunt cele mijlocii (subclasele lut şi lut nisipos), urmate de cele fine (îndeosebi subclasa lut argilos), mai rar grosiere (nisip lutos). Fiecare subclasă texturală se leagă strâns de natura depozitului de solificare: texturile fine sunt condiţionate de Formaţiunea de wildflysch, cele mijlocii de formaţiunile cu *Aptychus* şi de Sinaia, dar şi de conglomerate, microconglomerate şi gresii.

Volumul edafic este mijlociu şi mare datorită grosimii *solum*-ului, care poate atinge sau depăşi 100 cm, în timp ce majoritatea însuşirilor fizice (densitate aparentă, porozitate totală) şi hidrofizice nu ies din limitele standard (valori moderate spre mari). Toate accestea asigură condiţii optime pentru dezvoltarea plantelor ierboase şi a celor lemnoase.

Eutricombosolurile tipice au un conţinut mijlociu-mic de humus (2-3%, uneori 4-6% în A_o), în alcătuirea căruia domină acizii huminici şi huminele. În cazul solurilor valorificate de o vegetaţie forestieră, conţinutul de humus poate avea valori mult mai mari (7-14%), dar care scade brusc pe profil (<2-3% în B_v). Reacţia solului este majoritar slab acidă (pH=5,9-6,8), ajungând uneori chiar moderat acidă (pH=5,4-5,8) în orizonturile superioare, dar trece la valori neutre în orizonturile intermediare, chiar slab alcaline în baza profilelor de sol.

Mărimile de schimb cationic sunt situate la parametri normali, remarcându-se predominanţa sumei bazelor de schimb în complexul adsorbtiv al solului. Astfel, S_B atinge frecvent 20-30 me/100 g sol în orizontul superior şi 25-35 me/100 g sol în B_v, în timp ce hidrogenul schimbabil se menţine la valori modeste (SH=2-8 me/100 g sol), ceea ce indică o capacitate moderată de schimb cationic (T=25-40 me/100 g sol, în medie). În funcţie de aceste valori, gradul de saturaţie în baze se menţine constant peste 53% în toate orizonturile, cel mai adesea între 70 şi 90%. Dacă pe profil se constată o creştere constantă a acestui parametru, în altitu-dine valorile scad constant, îndeosebi la nivelul orizonturilor superioare, ceea ce denotă o debazificare tot mai pronunţată, cu trecerea progresivă de la solul eubazic (V=76-90%) spre cel mezobazic (V=53-75%).

Asigurarea cu substanţe nutritive este moderată, dar cu multiple nuanţe. Conţinutul în azot total (N_t) se încadrează, între 0,10 şi 0,70%, fiind dependent de cantitatea şi calitatea humusului, dar pe profil se reduce considerabil, începând de la nivelul orizontului B_v. Dacă aprovizionarea solului cu potasiu mobil nu pune probleme, cea cu fosfor mobil este relativ mică, ceea ce nu întreţine carenţe de nutriţie pentru vegetaţia forestieră, dar generează diferenţe de productivitate la nivelul asociaţiilor floristice din pajiştile naturale.

Pentru caracterizarea fizico-chimică a eutricambosolurilor tipice s-a optat pentru un profil situat în bazinul superior al Pârâului Danciu, pe versantul stâng al văii, format pe materiale argiloase provenite din formaţiunea de wildflysch, la cca 950 m altitudine.

Eutricambosolurile molice (*EC mo*) se asociază frecvent cu cele tipice, dar uneori formează enclave distincte. Pe de o parte, formarea acestui subtip se leagă de intervenţia antropică, prin fertilizarea cu îngrăşăminte organice a unor terenuri cu utilizare agricolă din intrvilan (Trei Fântâni, Valea Rece, Huisurez, Dămuc etc) sau în proximitatea acestora, inclusiv în jurul stânilor şi sălaşelor tradiţionale.

Eutricambosolurile molice pot proveni şi din evoluţia pedogenetică avansată a unor rendzine cambice. Aceste soluri se caracterizează prin existenţa celui de al doilea orizont diagnostic, A molic (A_m), intens humifer (8-15%), calitativ superior (mull calcic şi mull tipic), dar şi prin valori slab acide sau chiar neutre ale pH-ului. Din aceste considerente, solul este utilizat pentru diferite culturi agricole specifice ariei montane (pe terenurile cu declivităţi reduse) sau sunt valorificate ca pajişti naturale, cu o productivitate remarcabilă (datorită ponderii ridicate a leguminoaselor).

Eutricambosolurile pelice (*EC pe*), nou introduse în SRTS (2003), particularizează anumite suprafeţe în care profilul de sol s-a constituit pe seama unor depozite argiloase şi argilo-marnoase, ceea ce a permis individualizarea unui orizont de asociere, pelic, grefat pe fondul orizontului B cambic (B_{vz}). Conţinutul ridicat de argilă predominant necontractilă, de origine primară, în cantităţi foarte mari (în general >45%) şi pe o grosime a solului de cel puţin 50 cm (uneori chiar de la suprafaţă), determină o serie de proprietăţi specifice, între care amintim deosebita capacitate de reţinere a apei, acumularea importantă a humusului şi un conţinut ridicat de azot total în orizontul A_o.

Eutricambosolurile pelice întrunesc condiţiile de formare în aria de dezvoltare a wildflysch-ului argilos, cu precădere în compartimentele depresionare din lungul Bicăjelului (Depresiunea Trei Fântâni).

Eutricambosolurile gleice (*EC gc*) se caracterizează prin apariţia proprietăţilor gleice redoximorfe (orizont G_o) în primii 125 cm ai solului sau a celor reductiforme (orizont G_r) între 50 şi 150 cm. Orizonturile de glei, asociate celui cambic (B_vG_o; B_vG_r), constituie rezultatul manifestării excesului freatic de umiditate, stratul acvifer fiind la adâncimi mici (1-3 m). Aria de răspândire a acestor soluri este restrânsă, fiind legată de prezenţa unor poduri de terasă sau a formelor de racord de tipul glacisurilor. Perimetrele cu eutricambosoluri gleice sunt

diseminate în teritoriu, la baza versanţilor din lungul unor văi (Valea Stânei, Valea Jidanului ş.a.), având suprafeţe reduse, adesea necartabile.

Cea mai elocventă expresie a acestui tip de pedogeneză se regăseşte în lungul Bicăjelului, îndeosebi pe partea dreaptă a râului, unde în Depresiunea Trei Fântâni formează adevărate asociaţii, caracteristice mediilor umede, împreună cu aluviosoluri gleice, gleiosoluri şi chiar cu histosoluri.

Eutricambosolurile stagnice (*EC st*) sunt condiţionate de relief, natura depozitelor de solificare şi textură, în funcţie de care se instalează excesul de umiditate de natură pluvială. În cazul acestui subtip, stagnogleizarea se instalează frecvent la nivelul orizontului B_v, cu intensităţi slab-moderate (B_{vw}), uneori puternice (B_vW), dar manifestate la adâncimi mai mari (sub 50 cm).

Solurile de această factură se disipează în aria de răspândire a eutricambosolurilor, fiind favorizate de texturile mijlocii-fine şi de relieful lipsit de pante accentuate. Condiţiile de formare sunt specifice domeniului de wildflysch, unde la altitudini modeste (<1000 m) şi pe forme de relief domoale se constată cea mai reprezentativă răspândire. Mai mult, subtipul stagnic individualizează şi unele suprafeţe ale bazinelor de alunecare, ca în cazul celor vechi, stabilizate.

Perimetrele cu aceste soluri sunt favorabile asociaţiilor forestiere (păduri de amestec), adesea fiind valorificate ca pajişti naturale, unde vegetaţia ierboasă denotă un pronunţat caracter higrofil. În aceste condiţii, productivitatea naturală comportă o diminuare consistentă, dar în situaţia unui relief montan aceste utilizări rămân cea mai buna soluţie.

Eutricambosolurile litice (*EC li*) sunt condiţionate de prezenţa rocilor consolidate (cu un chimism bazic şi intermediar) la adâncimi cuprinse între 20 şi 50 cm adâncime. Sunt caracteristice unor trepte sau suprafeţe structural-litologice, dar şi versanţilor puternic înclinaţi.

Eutricambosolurile litice se caracterizează printr-un volum edafic mic şi foarte mic, la aceasta contribuind şi conţinutul de schelet. Din acest motiv păstrează mult mai greu apa necesară nutriţiei, iar vegetaţia forestieră este obligată la o înrădăcinare superficială. De aceea, arborii sunt afectaţi de doborâturi de vânt, iar plantele ierboase se rezumă la cele mezo-xerofitice. Suprafeţele ocupate de aceste soluri sunt modeste, cu perimetre reduse care punctează întreg teritoriul, din zona Hăghieşului şi Chicerei (în nord), până în valea superioară a Trotuşului (Lunca de Sus-Izvorul Trotuşului).

Eutricambosolurile scheletice (*EC qq*) păstrează caracteristicile de diagnoză ale tipului, dar prezintă mari cantităţi de schelet (>75% fragmente grosiere) în primii 50 cm ai profilului. În opinia noastră, criteriul de diagnostic al subtipului este extrem de restrictiv, un sol cu peste 75% schelet în primii 50 cm apropiindu-se de comportamentul unui strat dur, respectiv de însuşirile unui subtip litic. Având în vedere faptul că scheletul (fragmente >2 mm) reduce considerabil volumul edafic al unor soluri montane, considerăm adecvat pragul minim al conţinutului de fragmente grosiere de 50%, cu respectarea condiţiilor de grosime.

Eutricambosolurile scheletice sunt specifice la nivelul versanţilor mediu şi puternic înclinaţi cu mantii groase deluviale, constituite din fragmente de rocă

variabile ca mărime. Ansamblul proprietăţilor fizico-chimice se remarcă prin debazificare incipientă, reacţie apropiată de valorile neutrale, humus în cantităţi destul de mici. Subtipul scheletic prezintă apariţii însemnate în aria de răspândire a eutricambosolurilor, fiind condiţionat prioritar de particularităţile reliefului, cu precădere de valorile ridicate ale declivităţii.

Eutricambosolurile pelice-stagnice (*EC pe-st*) preiau din însuşirile diagnostic ale celor două subtipuri simple. Prezenţa obligatorie a materialelor parentale argiloase necontractile şi acţiunea apei din precipitaţii, coroborate cu formele de relief lipsite de pante accentuate, determină instalarea stagnogleizării (slab-puternică). De aceea, domeniul de răspândire al acestui subtip combinat este cel caracteristic subtipurilor pelic şi stagnic, formând asociaţii teritoriale relevante în aria wildflysch-ului.

Eutricamboslurile ocupă suprafeţe însemnate în sinclinalul Hăşmaşului şi la periferia estică a regiunii. În partea extrem estică a teritoriului, aceste soluri devin reprezentative în cazul Pânzei de Ceahlău. Sunt răspândite pe tot teritoriul, din valea Bistricioarei până în cea a Trotuşului superior, cu o frecvenţă deosebită în cazul depozitelor de wildflysch.

Complexitatea deosebită a reliefului se regăseşte în identificarea numeroaselor subtipuri, care deţin elemente de diagnoză condiţionate de alţi factori pedogenetici. Fondul dominant este asigurat de prezenţa eutricambosolurilor tipice, dar existenţa faciesurilor argiloase determină trecerea la cele pelice. Proximitatea imenselor mase calcaro-dolomitice şi aportul unor asemenea materiale pedogenetice în deluvii sau proluvii generează prezenţa subtipului molic (rendzinic), potenţat şi de o anumită specificitate a factorului antropic.

Suprafeţe însemnate sunt ocupate de eutricambosoluri stagnice, favorizate de substratul cu texturi fine, de precipitaţii bogate cantitativ, ca şi de formele de relief cu pante mici şi moderate. Cea mai mare reprezentativitate a acestui subtip se identifică în bazinele râurilor Bicăjel şi Dămuc, dar şi pe versanţii inferiori ai altor văi (Danciul, valea Jidanului, Ţepeşeni etc.), la care se adaugă majoritatea micilor bazine de alunecare de pe aria estică a sinclinalului. Mult mai slab reprezentate sunt eutricambosolurile gleice, restrânse la mici perimetre înşirate în lungul Bicăjelului.

Eutricambosolurile litice şi scheletice evidenţiază fără echivoc rolul rocii şi al reliefului montan, inducând nuanţe semnificative în ceea ce priveşte grosimea *solum*-ului şi valorile modeste ale volumului edafic util.

În concluzie, distribuţia eutricambosolurilor este semnificativă, dar diferenţiată în teritoriu. În sectorul central, mai precis la sud de valea Bicazului, aceste soluri au cea mai largă răspândire în jumătatea estică, adică în spaţiul Depresiunii Trei Fântâni şi al Culmii Dămucului (doar la altitudini mai mici), în timp ce în restul teritoriului se rezumă la apariţii izolate, legate de ivirile wildflysch-ului sau de baza reliefului montan.

În sectorul de la nord de valea Bicazului, aria de răspândire a eutricambosolurilor se lărgeşte foarte mult, concomitent cu dezvoltarea excepţională a Conglomeratelor de Bârnadu şi cu diminuarea ponderii calcarelor. De aceea, aceste

soluri devin practic majoritare, urcând foarte mult în altitudine, uneori până la cca 1500 m (Hăghieş).

Sectorul de la sud de Muntele Fratele se remarcă prin aceeaşi largă dezvoltare a eutricambosolurilor (cca 35% din învelişul pedologic), ca urmare a extensiei deosebite a wildflysch-ului, formaţiunilor cu *Aptychus* şi de Sinaia. Larga dezvoltare a eutricambosolurilor constituie o trăsătură pedogenetică distinctă a Hăşmaşului, asigurându-se spre est o continuitate pedogeografică cu masivele flişului intern (îndeosebi cu Masivul Ceahlău), în timp ce spre vest este marcată o clară discontinuitate, în ariile montane învecinate (Giurgeu-Muntele Mare) aceste soluri limitându-şi foarte mult prezenţa în teritoriu.

14.2.2.2. Districambosoluri (DC)

Acest tip de sol este definit printr-un orizont A ocric sau umbric (A_o, A_u), urmat printr-un orizont intermediar, de diagnostic, B cambic (B_v) având culori cu valori şi crome de peste 3,5 la materialul în stare umedă, dar şi proprietăţi districe de la suprafaţă, care se menţin până în prima parte a orizontului B_v (V<53%).

Sistemul internaţional (WRB-RS, 2006) încadrează aceste soluri în categoria cambisolurilor districe (*Dystric Cambisols*), având un grad de saturaţie în baze <50%, în timp ce clasificarea americană (USDA-ST) operează cu mari grupe de *Dystrocryepts* şi *Dystridepts* (în funcţie de regimul termic şi de umiditate) ale subordinelor *Cryepts* şi *Udepts* din componenţa ordinului *Inceptisols*. Vechiul sistem de clasificare din România (SRCS, 1980) le denumea *soluri brune acide*.

Condiţiile de geneză ale districambosolurilor se leagă de condiţii bioclimatice relativ severe (altitudini mai mari) sau de materiale parentale cu un chimism neutral şi acid. În consecinţă, acumularea humusului se realizează în funcţie de climatul relativ rece şi umed şi de specificul vegetaţiei (păduri de fag, de amestec fag-conifere, uneori doar conifere). Sub acţiunea dominantă a ciupercilor, descompunerea materiei organice este mai lentă şi incompletă, cu formarea prin resinteză a unui humus acid, de tip mull-moder şi moder, bogat în acizi fulvici.

Sub controlul temperaturilor joase şi al precipitaţiilor bogate, alterarea este relativ intensă, cu formarea mineralelor argiloase, a oxizilor şi hidroxizilor de Fe şi Al, inclusiv a silicei. Mineralele argiloase, de tipul illitului, cloritului şi caolinitului rămân în locul formării (orizontul B_v), dar în condiţii climatice mai severe se constată o tendinţă uşoară de migrare a sescvi-oxizilor de Fe şi Al care se acumulează pe fondul orizontului B_v.

Districambosolurile regiunii de studiu se formează pe o paletă largă de roci şi depozite de solificare, îndeosebi de natură epi- şi mezometamorfică, la care se adaugă roci sedimentare mai bogate în cuarţ şi sărace în compuşi bazici (gresii, jaspuri, varietăţi de conglomerate şi de brecii).

Sub aspect morfologic, districambosolurile sunt asemănătoare eutricambosolurilor, succesiunea orizonturilor având următoarea formă: A_o-A_oB_v-B_v-BC-C. La subtipul umbric, orizontul A_o este substituit de A_u, iar dacă solul se formează direct pe roca în loc, orizontul C poate lipsi sau este urmat de stratul R. Prezenţa vegetaţiei forestiere presupune formarea deasupra solului mineral a unui orizont

organic nehidromorf (O), în succesiune completă (O_l, O_f, O_h) sau parţială, cu grosimi de până la 20-25 cm.

Însuşirile fizico-chimice păstrează un anumit fond comun pentru toate subtipurile: texturi predominant mijlocii şi grosiere, conţinut destul de bogat în materie organică nesaturată, reacţie moderat şi acidă, grad redus de saturaţie în baze (V<53%). Pe teritoriul analizat s-au identificat următoarele subtipuri: tipic umbric, prespodic, stagnic, litic şi scheletic. Prezenţa subtipului gleic n-a fost identificată în teren, iar combinaţiile de tip umbric-scheletic sau prespodic-scheletic vor fi abordate concomitent cu subtipurile simple.

Districambosolurile tipice (*DC ti*) prezintă cea mai mare relevanţă în cadrul tipului. Condiţiile pedogenetice se leagă de două mari complexe litologice. Pe de o parte este vorba despre rocile metamorfice de pe cele două flancuri ale sinclinalului şi depozitele de suprafaţă derivate din acestea (îndeosebi de natură deluvială), iar pe de altă parte de formaţiuni sedimentare ale wildflysch-ului şi ale cuverturii post-tectonice, dar poziţionate la nivele altitudinale ridicate.

Districambosolurile s-au format în condiţiile unui relief montan cu forme variate, dar într-un climat răcoros sau rece, umed şi semiumed motiv pentru care acumularea humusului se realizează mai greu, cu descompunerea lentă şi incompletă a materiei organice sub acţiunea nemijlocită a microorganismelor din categoria ciupercilor.

Particularităţile induse de natura materialului parental şi de specificul climatic imprimă pedogenezei o direcţie precisă, în sensul distrucţiei mineralelor primare într-un ritm continuu şi relativ alert, cu formarea mineralelor argiloase din grupele cloritelor secundare, caolinitului şi, mai puţin, a illitului. Argilele de neoformaţie se rezumă la o capacitate mult mai redusă de schimb cationic, fără a se permite eluvierea-iluvierea acestora şi formarea orizontului B argic. La reacţii foarte acide începe însă migrarea sescvioxizilor de aluminiu şi fier, ceea ce permite formarea altor subtipuri (districambosoluri prespodice).

Morfologia districambosolurilor tipice se remarcă printr-un profil de tip O-A_o-AB-B_v-BC-C(R). Orizontul organic nehidromorf (O) este prezent în cazul solurilor forestiere, în succesiune completă (O_l, O_f, O_h) sau parţială, dar poate lipsi sub o vegetaţie de pajişti naturale. Orizontul A ocric (A_o), al doilea ca diagnostic la acest subtip, are grosimi relativ mici (5-15 cm) la solurile forestiere şi ceva mai mari (15-25 cm) sub pajişti, în nuanţe de 10 YR, cu valori şi crome cuprinse între 2-3 şi 3-3,5.

Orizontul diagnostic principal, B cambic (B_v), se remarcă printr-o grosime medie de 30-50 cm şi culori în nuanţe mult mai deschise (10YR 4/3-10YR 6/8), deţine cantităţi variabile de schelet, fiind precedat de un orizont de tranziţie AB, supraiacent şi urmat de un altul, subiacent (BC).

Gama proprietăţilor fizice şi fizico-mecanice este destul de largă, cu predominarea texturilor mijlocii, a valorilor moderate ale volumului edafic util, în concordanţă cu grosimea solului şi conţinutul de schelet (între 5-15% în A_o, 20-40% în B_v, 50-70% în baza profilului).

Din punct de vedere al însuşirilor chimice, se remarcă reacţia moderat

(pH=5,1-5,6) şi puternic acidă (pH=4,4-5,0), cu o uşoară tendinţă de creştere de la suprafaţă spre profunzime, corelată cu debazificarea intensă şi lipsa totală a carbonaţilor pe profil. Cantitatea de humus se încadrează în limite largi, dar cu o diminuare severă sub nivelul orizontului superior. Astfel, conţinutul de humus în A_o se menţine între 3 şi 8%, dar poate coborî până la 2-3% sau, dimpotrivă, poate urca până la 10-15%. Sub nivelul orizontului A_o materia organică se reduce brusc, menţinându-se constant sub 2%, uneori chiar sub 1%.

Debazificarea intensă se evidenţiază şi prin mărimile de schimb cationic. Suma bazelor de schimb este relativ modestă (în medie SB=5-15 me/100 g sol), în timp ce peste 50% din capacitatea totală de schimb este asigurată de hidrogen (50-75%). În aceste condiţii, gradul de saturaţie în baze este situat sub 53% în orizonturile superioare şi intermediare, pentru ca spre baza profilelor de sol să ajungă uneori până la 60-80%. Din punct de vedere al saturaţiei în baze, districambosolurile tipice se încadrează în categoria solurilor oligobazice (V=10-30%) şi oligomezobazice (V=31-53%).

Aprovizionarea cu elemente nutritive (NPK) este modestă pentru toate cele trei elemente. Azotul total, legat de cantitatea şi calitatea humusului, are valori destul de mari în orizontul A_o, care însă scad brusc pe profil, cea mai acută carenţă fiind a fosforului asimilabil (P_2O_5 mobil <10-15 ppm).

Distribuţia teritorială a districambosolurilor tipice este neomogenă, cu două grupări remarcabile pe cele două flancuri ale sinclinalului. Astfel, în estul regiunii, districambosolurile tipice domină în Culmea Dămucului, cu extensii până în jurul altitudinii de 1000-1100 m, dar şi cu apariţii locale în bazinul Bicăjelului. Partea vestică a sinclinalului Hăşmaş se remarcă prin deosebita reprezentare a districambosolurilor tipice în bazinul Putnei Întunecoase, arealul de răspândire prelungindu-se spre sud, prin Pasul Pângăraţi, până în cursul superior al Oltului. Pe acest flanc al sinclinalului, solurile în cauză se dispun în baza reliefului montan, atingând frecvent altitudinea de 1000 m, excepţional urcând mai sus.

În interiorul cuvetei, districambosolurile tipice se remarcă printr-o prezenţă mult mai sporadică, legată de unele roci sedimentare acide şi intermediare (brecii jaspice şi nivele de gresii) sau de altitudinile mari ale conglomeratelor (de Chicera şi Bârnadu), unde au apariţii diseminate în teritoriu până spre 1300-1400 m.

Districambosolurile umbrice (*DC um*) se formază aproape în aceleaşi condiţii ca cele tipice (material parental, climat, vegetaţie), cu excepţia unor forme de relief mai puţin înclinate, a unor asociaţii forestiere bine structurate şi stabile în timp sau a unor materiale parentale mai bogate în minerale melanocrate. În acest context pedogenetic, cel de al doilea orizont diagnostic devine A umbric (A_u), care depăşeşte frecvent 20-25 cm, ajungând până spre 30 cm grosime.

Cercetările mai vechi (Barbu et al., 1977) menţionează perimetre reprezentative ale acestui subtip pe toată partea stângă a Oltului superior, dar actualele criterii de diagnoză ale orizontului A_u (cu precădere cel legat de grosimea minimă de 25 cm), limitează posibilitatea încadrării districambosolurilor la acest subtip. Limitele de demarcaţie între subtipurile umbric şi tipic sunt greu de urmărit în teritoriu, în foarte multe cazuri trecerea realizându-se gradual.

Diferenţierile dintre districambosolurile tipice şi umbrice constau în esenţă din cantitatea şi calitatea humusului. Subtipul umbric evidenţiază conţinutul foarte mare de humus (8-25%), acumulat în orizontul mineral superior.

Conţinutul ridicat de humus determină o capacitate de schimb cationic destul de mare, dominată însă tot de hidrogenul schimbabil, la care se asociază şi aluminiul mobil, ceea ce asigură încadrarea solului în clasa oligobazic (V=10-30%). Prezenţa districambosolurilor umbrice se remarcă pe toată rama vestică a teritoriului studiat, din bazinele de obârşie ale Putnei Întunecoase, prin Muntele Ciofronca, spre valea superioară a Oltului, sub forma unor perimetre distincte sau asociate celor tipice, la altitudini de sub 1000 m.

Districambosolurile prespodice (*DC ep*) constituie un subtip nou introdus în SRTS (2003). Subtipul în cauză presupune un stadiu tranzitoriu de la cambisoluri spre spodisoluri care păstrează trăsăturile morfologice şi chimico-mineralogice ale districambosolurilor, inclusiv orizontul diagnostic B cambic (B_v), dar se individualizează prin acumulări slab-moderate de sescvioxizi, mai ales Al_2O_3, fără ca acestea să îndeplinească cerinţele unui orizont B spodic.

În Hăşmaş, districambosolurile prespodice se dispun în partea superioară a etajului pedocambic, fiind condiţionate de materiale parentale debazificate şi de mediul biclimatic caracteristic pădurilor de conifere. Se dispun la altitudini mai mari (1000-1100 m), pe materiale derivate din şisturi cristaline, după cum se pot asocia cu prepodzoluri, unde însă evoluează sub o vegetaţie de pajişti naturale.

Subtipul prespodic constituie o treaptă intermediară între districambosoluri şi prepodzoluri. În Masivul Hăşmaşului ocupă suprafeţe restrânse, pe flancurile sinclinalului, în domeniul de răspândire al rocilor metamorfice.

Districambosolurile stagnice (*DC st*) nu sunt diagnosticate în actualul sistem de taxonomie, plecând de la considerentul că proprietăţile hipostagnice (orizont W în primii 100 cm) sau stagnice (orizont W între 50 şi 200 cm) nu se pot instala pe fondul unui orizont B cambic, cu texturi grosiere şi medii, mediu şi puternic debazificat.

Cercetările întreprinse în diferite masive ale Carpaţilor Orientali relevă posibilitatea formării acestui subtip al districambo-solurilor pe depozite cu texturi mijlocii (luturi deluvio-coluviale) şi fine (luturi argiloase şi argile). Mai mult, în anumite situaţii, districambosolurile stagnice constituie un stadiu evolutiv intermediar, spre stagnosoluri luvice şi albice.

Barbu et al. (1977, 1978, 1981) au identificat prezenţa acestor soluri în zona Hăşmaşului, în condiţiile unor materiale parentale mixte, mai ales în aria wildflysch-ului, la altitudini mijlocii (1000-1200 m), pe forme cu declivităţi slab-moderate, de tipul versanţilor afectaţi de alunecări de teren, culmilor interfluviale largi, înşeuărilor sau glacisurilor.

În morfologia districambosolurilor stagnice se remarcă existenţa proprietăţilor stagnice de intensitate slab-moderată, orizontul stagnogleizat instalându-se din baza orizontului de tranziţie AB şi afectând pe cel cambic (B_{vw}).

Repartiţia spaţială a districambosolurilor stagnice este diferenţiată, cele mai semnificative perimetre fiind caracteristice părţii de est a teritoriului, îndeosebi în

compartimentele depresionare din lungul Bicăjelului, apoi în Culmea Dămucului, dar şi în bazinele râurilor Ţepeşeni, Gherman, Pânţăreni. Suprafeţe mult mai mici apar şi în nord-vestul regiunii, îndeosebi în cursul mijlociu al râului Putna Întunecoasă.

Districambosolurile litice (*DC li*) sunt mult mai slab răspândite prin comparaţie cu alte subtipuri, fiind condiţionate de prezenţa rocilor dure aproape de suprafaţă şi de pantele accentuate. Aceste soluri cu profil scurt, cu roca dură la adâncimi cuprinse între 20 şi 50 cm, au cea mai clară exprimare în domeniul de răspândire a rocilor metamorfice, dar şi cazul unor jaspuri şi brecii jaspice. Însuşirile fizico-chimice sunt asemănătoare tuturor districambosolurilor, dar se individualizează printr-un profil mult mai scurt, ceea ce limitează sever volumul edafic util şi, implicit, troficitatea potenţială. De aceea, asigură productivitate foarte mică pentru pajişti naturale, în bună parte chiar şi pentru ecosistemele forestiere.

Districambosolurile scheletice (*DC qq*) completează gama subtipurilor reprezentative pentru acest tip de sol, având o răspândire destul de consistentă, în concordanţă cu particularităţile reliefului. Se remarcă prezenţa în cantităţi mari a particulelor grosiere, fragmentele de schelet atingând frecvent 50% în orizonturile intermediare şi 70-80% în baza profilului de sol. Subtipul în cauză se regăseşte prioritar pe flancurile sinclinalului mezozoic, la nivelul unor versanţi puternic înclinaţi sau în cazul altor forme de amănunt, în aria de răspândire a rocilor cristaline.

14.2.3. Clasa spodisoluri

Tipurile de sol aferente acestei clase se formează într-un climat de tip boreal-montan, rece şi umed, ceea ce condiţionează o vegetaţie specifică, dominată de prezenţa pădurilor de conifere sau a pajiştilor secundare caracteristice acestui etaj bioclimatic. Orizonturile de diagnoză sunt cele de factură spodică (B_s, B_{hs}, eventual E_s) şi criptospodică (B_{cp}), iar succesiunea orizonturilor poate fi diferită. De regulă, deţin un orizont organic nehidromorf (O) şi/sau A umbric (A_u), uneori A ocric (A_o), urmat de un orizont eluvial spodic (E_s), ca în cazul podzolurilor, sau direct de un orizont spodic (B_s), situaţie specifică prepodzolurilor, eventual de un orizont crisptospodic (B_{cp}) ca la criptopodzoluri.

Vechiul sistem de clasificare (SRCS, 1980) opera cu noţiunea de spodosoluri, în timp ce în clasificarea internaţională (WRS-SR, 2006) nu se utilizează denumirea de spodisol, fiind definite unităţi ale grupei de referinţă a podzolurilor (*Podsols*). Sistemul american (USDA-ST, 1999) grupează toate solurile cu orizont spodic într-un ordin distinct (*Spodosols*). În România, spodisolurile cuprind trei tipuri care constituie şi stadii diferite ale proceselor de cheluviaţie: prepodzoluri, podzoluri şi criptopodzoluri.

14.2.3.1. Prepodzoluri (EP)

Solurile de acest tip se remarcă printr-un stadiu incipient de manifestare a cheluviaţiei, motiv pentru care lipseşte orizontul eluvial spodic (E_s), realizându-se

doar o concentraţie de compuşi amorfi de Fe şi Al în orizontul B spodic (B_s). Climatul rece şi umed determină o acumulare intensă de resturi organice la suprafaţa solului mineral, ceea ce explică prezenţa succesiunii orizonturilor organice (O_l, O_f, O_h). Humificarea materiei organice este lentă şi incompletă, realizată în mediu acidofil, cu formarea unui humus nesaturat de tip moder sau brut, bogat în acizi fulvici. Sub acţiunea unei umidităţi ridicate, alterarea silicaţilor este intensă, cu producerea de baze, oxizi şi hidroxizi de Fe şi Al. Fiind solubili, compuşii bazelor sunt rapid eluviaţi din profilul de sol, în timp ce complexele organo-minerale alcătuite din acizi fulvici şi hidroxizi de Fe şi Al devin solubile, în condiţii de mediu puternic acid (pH< 5,5). Se realizează condiţii de translocare a acestor compuşi prin procese de cheluviere şi apoi de acumulare (chiluviere), prin precipitare într-un orizont intermediar. Acumularea progresivă a compuşilor amorfi determină formarea orizontului B spodic (B_s), diagnostic pentru acest tip.

În viziunea WRB-SR-2006, prepodzolurile corespund podzolurilor entice (*Entic Podzols*), în timp ce în clasificarea americană se încadrează în două subordine (*Cryods* şi *Orthods*). Clasificarea anterioară (SRCS, 1980) le denumea *soluri brune feriiluviale*, iar în studiile mai vechi sunt întâlnite sub denumirea de *soluri brune podzolice*. Diversitatea condiţiilor pedogenetice din aria montană mijlocie şi înaltă determină o relativă diferenţiere la nivel de subtip, în teritoriul studiat fiind identificate următoarele subtipuri: tipice, umbrice, litice şi scheletice.

Prepodzolurile tipice (*EP ti*) sunt definite ca soluri având un orizont A ocric (A_o) sau A umbric, cu grosimi de sub 20-25 cm (A_{ou}). După un orizont de tranziţie (AB), urmează orizontul spodic feriiluvial (B_s), pentru ca în baza profilului să se identifice un orizont C sau R. Pot prezenta şi un orizont organic nehidromorf O, de sub 50 cm, adesea de 10-20 cm grosime. Morfologia standard este de tip: A_o (A_{ou})-AB-B_s-BC-CR(R), având uneori şi un orizont Es discontinuu, dar şi grăunţi reziduali de cuarţ în orizontul A.

În general, prepodzolurile tipice prezintă la suprafaţă un suborizont de litieră (O_l), eventual de fermentaţie (O_f) sau de humificare (O_h), cu grosimi de câţiva cm, sub care se identifică orizontul A ocric, de la 5 până la 15 cm grosime, frecvent în culori închise (A_{ou}). Orizontul diagnostic B_s atinge grosimi de 20-30 cm, ajungând la 30-50 cm. Foarte rar pot avea şi un suborizont Bhs, care acumulează şi cantităţi însemnate de humus iluviat din orizontul A. Conţinutul ridicat de oxid feric (Fe_2O_3), alături de cel de aluminiu, generează o culoare gălbuie-roşcată sau chiar roşcată (în nuanţe de 7,5 YR).

Prepodzolurile tipice au evoluat pe materiale parentale debazificate, frecvent pe roci metamorfice sau pe depozite derivate din acestea, respectiv deluvii şi eluvii. Distrucţia prin alterare specifică a silicaţilor secundari şi acumularea reziduală a unor fragmente silicatice de dimensiuni variabile explică predominanţa texturilor mijlocii şi grosiere, dar şi slaba exprimare a structurii pedogenetice (şi ca efect al prezenţei compuşilor amorfi). Proprietăţile fizice şi hidrofizice sunt majoritar favorabile dezvoltării plantelor din acest etaj bioclimatic, anumite restricţii fiind legate de grosimea solului, de regulă sub 100 cm, şi de existenţa unor cantităţi variabile de schelet, ceea ce reduce volumul edafic util.

Proprietăţile chimice sunt nefavorabile în cea mai mare parte. Solul conţine cantităţi însemnate de materie organică (6-10%), dar de calitate inferioară, predominând componenta fulvică şi huminele. Reacţia solului este puternic acidă (pH=4,4-5,0), iar mărimile de schimb cationic sunt dominate de hidrogenul şi aluminiul schimbabil. Astfel, capacitatea de schimb cationic se reduce constant pe profil, îndeosebi sub nivelul orizontului A, ceea ce determină o saturaţie modestă (V=10-30%) în baze. Aluminiul schimbabil se concentrează în cantităţi însemnate (de peste 1%), ceea ce provoacă anumite blocaje în nutriţia plantelor, pe fondul unei slabe aprovizionări cu elemente nutritive, îndeosebi în cazul fosforului mobil.

În condiţiile unui relief montan relativ înalt (1000-1400 m), cu temperaturi coborâte şi precipitaţii bogate, prepodzolurile tipice asigură condiţii optime doar pentru pădurile de conifere, pajiştile cu caracter secundar, fiind invadate de specii cu caracter acidofil, nardetele având o deosebită reprezentativitate (specia dominantă *Nardus stricta*).

Prepodzolurile umbrice (*EP um*) sunt foarte asemănătoare celor tipice, diferenţiindu-se doar printr-un orizont A ceva mai consistent (20-35 cm grosime), în nuanţe cu valori şi crome de sub 3,5 la materialul în stare umedă (orizont A umbric). Conţinutul de humus este ridicat (10-25% materie organică), dar calitatea acesteia rămâne modestă (de tip moder şi humus brut). Subtipul umbric se formează în aceleaşi condiţii cu ale subtipului precedent, doar că ocupă terenuri mai puţin înclinate, fără a se constata o legitate în acest sens.

Celelalte însuşiri fizice şi chimice se încadrează în parametrii specifici tipului, în timp ce repartiţia spaţială este oarecum comună pentru ambele subtipuri (tipic şi umbric). Având în vedere altitudinile relativ modeste ale faciesurilor metamorfice de pe flancul estic al Hăşmaşului şi palierul altitudinal caracteristic al acestor soluri (1000-1400 m), perimetrele cu prepodzoluri tipice şi umbrice se reduc la câteva enclave situate la partea superioară a Culmii Dămucului, imediat la est de axul orografic principal (Arşiţa Almaşului, Piciorul Lung, Arşiţa Dăndenilor). La nord de valea Bicazului, suprafeţele ocupate cu aceste soluri sunt şi mai restrânse, rezumându-se la mici perimetre în Muntele Telec şi Bâtca Rotundă.

Prepodzolurile tipice şi umbrice au cea mai mare relevanţă pe flancul vestic al sinclinalului, unde formează o bandă aproape continuă, din bazinul superior al Putnei Întunecoase, prin Pasul Păngăraţi şi cursul superior al Oltului, până în apropierea pasului Ghimeş.

Prepodzolurile litice (*Ep li*) şi *scheletice* (*EP qq*) prezintă similitudini pedogenetice cu precedentele două subtipuri sub aspectul naturii rocii, materialului parental şi specificului bioclimatic, diferenţierile ţinând de morfometria şi tipologia reliefului. Subtipul litic îmbracă forme cu declivităţi ridicate (abrupturi şi versanţi puternic înclinaţi) şi proeminenţe ale relifului (vârfuri ascuţite, stâncării, culmi secundare înguste etc), în timp ce subtipul scheletic caracterizează anumiţi versanţi deluviali, moderat-puternic înclinaţi, unde materialul de solificare deţine cantităţi însemnate de detritus, de origine periglaciară. Grosimea superficială a solului (între 20-50 cm la subtipul litic) şi conţinutul foarte mare de schelet grosier (peste 50% în

orizonturile intermediare şi 70-90% în baza profilului, la subtipul scheletic) determină reducerea drastică a volumului edafic al solului, fapt atestat de productivitatea sensibil diminuată a ecosistemelor forestiere.

Subtipul litic se remarcă prin apariţii sporadice şi de mică întindere, în timp ce prepodzolurile scheletice se caracterizează printr-o deosebită reprezentativitate, asociindu-se frecvent cu cele tipice şi umbrice. Pe ansamblu, prepodzolurile se impun destul de marcant în pedogeneză, aria lor de răspândire, legată strict de prezenţa faciesurilor metamorfice, sugerând forma de cuvetă a acestei regiuni.

14.2.3.2. Podzoluri (PD)

Tipul în cauză constituie etalonul clasei spodisoluri, cu o evoluţie pedogenetică foarte avansată, dar şi cu o deosebită reprezentativitate pentru ansamblul carpatic aferent ariei morfostructurale cristaline. Procesele de cheluviere-chiluviere se manifestă printr-o avansată destrucţie a silicaţilor primari, cu formarea unui orizont eluvial, rezidual (E_s), dar şi a unuia subiacent, de acumulare a sescvioxizilor (B_s) sau a materiei organice şi a sescvioxizilor (B_{hs}).

Condiţiile de mediu determină o rapidă levigare a bazelor schimbabile, în timp ce oxi-hidroxizii de Fe şi Al reacţionează cu acizii organici din humus (unde domină copios acizii fulvici), formând complexe organo-minerale solubile doar în mediu puternic acid. Consecinţa proceselor de cheluviere-chiluviere determină îmbogăţirea reziduală în silice coloidală şi grăunţi de cuarţ a unui orizont intermediar, situat sub orizontul A_u (E_s), ca şi acumularea produselor de migrare într-un orizont subiacent (Bs,Bhs). Acumularea şi precipitarea se realizează diferenţiat, în funcţie de pH, realizându-se polimerizări şi precipitări ale complexelor organo-minerale (Bhs), iar în profunzime cristalizarea sescvioxizilor de Fe şi Al (B_s).

În WRB-SR-2006, podzolurile se regăsesc sub aceeaşi denumire (*Podsols*), în timp ce clasificarea americană (USDA-ST, 1999) operează cu trei subordine (*Cryods*, *Humods* şi *Orthods*) în cadrul ordinului *Spodosols*. Clasificările româneşti mai vechi utilizau aceeaşi denumire (podzol).

Masivul Hăşmaşului întruneşte doar local condiţiile pentru formarea podzolurilor, având în vedere larga răspândire a rocilor sedimentare bazice şi intermediare, dar şi nivelele altitudinale relativ modeste, ce nu depăşesc 1800 m. În consecinţă, aria de formare a podzolurilor se rezumă la perimetre disjuncte din domeniul rocilor metamorfice, unde apar doar la altitudini de peste 1300-1400 m. În cadrul tipului s-au separat câteva subtipuri distincte: *tipice*, *umbrice*, *feriluvice*, *litice* şi *scheletice*.

Podzolurile tipice (*PD ti*) reprezintă conceptul central, având o morfologie de tip O-A_o-Es-B_{hs}-B_s-CR-R. În opinia noastră, nu există podzoluri tipice cu un orizont A ocric (A_o), mediul bioclimatic impunând formarea unui orizont A umbric (A_u), care frecvent nu întruneşte condiţiile de grosime (20-25 cm), notat cu simbolul A_{ou}, dar care posedă toate celelalte însuşiri specifice orizontului A umbric.

Podzolurile din regiune se remarcă printr-un orizont organic dispus la suprafaţa solului mineral, cu grosime de la câţiva cm până la peste 20 cm, în succesiune parţială sau completă (O_l, O_f, O_h). Profilul continuă cu un orizont A_{ou}, cu grosimi

relativ modeste (10-20 cm, uneori chiar mai puţin), în nuanţe de 10YR, 7,5 YR şi 5 YR, dar cu valori şi crome foarte mici (<2/2). Urmează apoi orizontul eluvial spodic (E_s, asimilat în SRTS cu cel albic, E_a), mai subţire sau mai consistent (5-20 cm, în medie) şi, subiacent, orizontul B_{hs}, subţire, de 5-10 cm grosime. Spre baza profilului se trece într-un orizont Bs, urmat de tranziţia spre materialul parental (BC, C) şi roca subiacentă (R).

Condiţiile pedogenetice reflectă fidel şi specificul proprietăţilor fizico-chimice. Textura este majoritar mijlociu-grosieră şi nediferenţiată pe profil, în timp ce structura pedogenetică, slab dezvoltată în orizontul A, poate lipsi în celelalte orizonturi. Chiar dacă proprietăţile fizice şi hidrofizice sunt relativ bune, chimismul podzolurilor relevă o anumită specificitate. Humusul, în cantităţi foarte mari (între 8-25% în A_{ou}), este calitativ inferior (moder şi brut), prezentând un al doilea maxim pe profil în B_{hs} (5-15%). Între cele două orizonturi se interpune un minim la nivelul orizontului E_s (1,5%), ceea ce explică procesul de migrare pe profil.

Reacţia solului este puternic acidă (pH=4,4-5), dar poate deveni foarte puternic acidă în orizonturile A_{ou} şi E_s (pH<4,4), ceea ce indică o acută lipsă a elementelor bazice. Această constatare este întărită de mărimile de schimb cationic. Capacitatea totală de schimb cationic are valori variabile şi, uneori, destul de mari (25-50 me/100 g sol), dar domină hidrogenul schimbabil, ceea ce determină un grad redus de saturaţie în baze, solul fiind oligobazic (V=10-30%) şi, frecvent, extrem oligobazic (V<10%). În plus, aciditatea foarte pronunţată favorizează menţinerea în sol a unor cantităţi însemnate de Al schimbabil, cu efect nociv sau chiar toxic pentru plante. Prezenţa orizontului Es implică restricţii serioase sub aspect chimic, ceea ce obligă plantele ierboase la o înrădăcinare superficială şi la proliferarea speciilor rezistente la aciditate pronunţată. Deşi între conţinutul de humus şi cel de azot total există o corelaţie directă, podzolurile tipice prezintă mari carenţe ale aprovizionării cu elemente nutritive, cu precădere în cazul fosoforului asimilabil, urmat de azotul total şi potasiul schimbabil.

Podzolurile umbrice (*PD um*) reprezintă cel mai adecvat conceptul de podzol, la partea superioară a solului mineral acumulându-se un conţinut apreciabil de materie organică, ceea ce contribuie la separarea unui orizont A umbric (A_u). Dacă la unele podzoluri tipice orizontul A poate lipsi, fiind înlocuit de succesiunea orizonturilor organice nehidromorfe, în cazul de faţă se individualizează un orizont A_u de 20-25 cm grosime, uneori chiar mai consistent. Celelalte orizonturi sunt asemănătoare podzolurilor tipice, diferenţierile morfologice (culoare, structură, grosime) evidenţiind doar rolul pedogenetic al condiţiilor locale. Asemănările sunt relevante şi în plan chimic, ceea ce denotă o anumită omogenitate chimico-mineralogică a suportului litologic şi a ansamblului bio-climatic.

Separarea podzolurilor tipice de cele umbrice se realizează destul de greu la o scară de lucru mijlocie, cele două subtipuri având un teritoriu comun, cu treceri graduale sau cu înterpătrunderi spaţiale. Cele două subtipuri ale podzolurilor ocupă suprafeţe foarte restrânse, care se rezumă la mici perimetre dispuse la nivelul versanţilor superiori şi pe culmile montane din partea de vest a regiunii. S-au identificat în cursurile superioare ale Cupaşului şi Lapoşului, pe culmea de la vest

de Danturaşul Mic, apoi la sud de Pasul Pângăraţi, în vârful Mediaş, prin Muntele Calului până în Ciofronca.

Din punct de vedere pedogeografic, podzolurile din Masivul Hăşmaşului îşi află aici limita sud-estică a arealului din etajul pedospodic, caracteristic unităţii cristaline şi cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. Podzolurile litice şi scheletice nu sunt reprezentative pentru teritoriul Hăşmaşului, ocupând suprafeţe restrânse. Criptopodzolurile, nou introduse în SRTS (2003), pot avea apariţii la limita districambosoluri-spodosoluri şi în arealul prepodzolurilor, tot pe roci şi depozite de natură metamorfică, dar sub o vegetaţie de pajişti naturale.

14.2.4. Clasa umbrisoluri

Umbrisolurile încheie zonalitatea altitudinală, având ca element diagnostic major orizontul A umbric (A_u), la care se adaugă un orizont intermediar (AC, AR, B_v), având în partea superioară culori cu valori şi crome <3,5 la umed. În sistemul internaţional (WRB-SR, 2006) definirea criteriilor de diagnoză are în vedere acelaşi orizont umbric, format în condiţii de temperaturi joase şi umiditate de suprafaţă relativ moderată, în medii acide unde acumularea de materie organică este intensă. Totuşi, umbrisolurile nu sunt suficient de alterate pentru a avea şi alte orizonturi diagnostic în afara celui de alterare *in situ* (B_v), ceea ce le oferă un spectru larg de formare în aria montană.

În versiunea WRB-SR (2006) sunt denumite identic (*Umbrisols*), în timp ce sistemul american (USDA-ST, 1999) le încadrează în ordinul *Inceptosols*, unde formează două mari grupe, *Dystrocryepts* şi *Dystrudepts*, separate pe baza regimului de temperatură (criic) şi de umiditate (udic).

Sistemul actual de taxonomie a solurilor operează cu două tipuri: nigrosolul (*sol negru acid* cf. SRSC, 1980) şi humosiosolul (*sol humico-silicatic* cf. aceluiaşi sistem). Având în vedere contextul pedogenetic, humosiosolurile nu întrunesc condiţii de formare în teritoriul studiat, aparţinând munţilor cu altitudini de peste 1800 m, în timp ce nigrosolurile punctează doar local covorul pedologic.

14.2.4.1. Nigrosoluri (NS)

Acest tip de sol se identifică printr-un orizont A umbric, având crome < 2 la materialul în stare umedă, dar şi un orizont intermediar (în cazul de faţă B_v), cu valori şi crome mai mici de 3,5, cel puţin în partea superioară a acestui orizont. La nivel de subtip, s-au identificat doar nigrosoluri cambice şi scheletice, cele tipice, litice şi aluvice, nefiind întâlnite în teren.

Nigrosolurile cambice (*NS ca*) sunt specifice domeniului montan cu altitudini de peste 1000 m, unde se formează doar pe materiale parentale provenite din roci metamorfice, uneori melanocrate (filite, şisturi grafitoase etc.). În condiţii particulare de mediu, îndeosebi sub o vegetaţie de pajişti naturale şi pe forme lipsite de mari declivităţi, se realizează acumularea intensă şi profundă a unui humus acidofil, dominat de componenta fulvică. Acest humus este bine aglutinat în

masa minerală, sub forma unor compuşi organo-minerali stabili (complexe humico-ferice şi humico-aluminice).

Climatul boreal montan, rece şi umed, favorizează formarea orizontului B cambic, care în prima sa parte are culori închise şi deţine cantităţi însemnate de materie organică. De altfel, nigrosolurile cambice sunt asemănătoare ca morfologie districambosolurilor umbrice, păstrându-se şi unele similitudini sub aspect fizico-chimic. Diferenţierile constau din grosimea remarcabilă a orizontului A umbric (25-30 cm), structurarea mult mai pronunţată şi stabilitatea agregatelor structurale, la care se adaugă creşterea procentului de argilă, texturile fiind mijlocii (lutoase), uneori chiar mijlociu-fine.

Sub aspect chimic, se remarcă conţinuturile foarte ridicate de humus, ajungând uneori la 15-25% în A_u şi capacitatea destul de mare de schimb cationic de la nivelul aceluiaşi orizont. Celelalte proprietăţi chimice sunt asemănătoare districambosolurilor umbrice şi prepodzolurilor, în concordanţă cu specificul materialului parental şi cu palierul altitudinal.

Nigrosolurile scheletice (*NS qq*) pot fi identificate în arealul de răspândire al celor tipice, evidenţiindu-se doar prin conţinutul mai ridicat de schelet. Pe ansamblu, nigrosolurile nu sunt reprezentative pentru teritoriul studiat, având doar apariţii sporadice la nivelul unor înşeuări şi forme de relief slab înclinate, unde umiditatea este mai pronunţată, iar vegetaţia aparţine pajiştilor naturale. Aceste soluri au fost identificate doar în partea vestică a masivului, în cazul unor trupuri de pajişte şi păduri poienite, în domeniul de răspândire al şisturilor cristaline, pe depozite derivate din acestea. Apariţiile nigrosolurilor sunt izolate, dar dispuse într-un ecart altitudinal larg (1000-1500 m).

În sinclinalul Hăşmaşului nu se poate însă vorbi de un etaj caracteristic al nigrosolurilor, cu atât mai puţin al umbrisolurilor, al doilea tip al clasei (humosiosol) fiind exclus de altitudinile relativ modeste şi de prezenţa calcarelor pe cele mai mari înălţimi.

14.2.5. Clasa hidrisoluri

Specificitatea învelişului de sol a Masivului Hăşmaşului este asigurată şi de entităţile care ies din sfera zonalităţii altitudinale şi se supun azonalităţii sau intrazonalităţii. Fără a avea reprezentativitatea claselor zonale, solurile hidromorfe reprezintă un element reper, datorită condiţiilor specifice ale solificării, manifestate prin excesul de umiditate freatic sau pluvial şi prezenţa unor bazine lacustre.

În SRTS-2009, această clasă de sol este definită prin proprietăţi gleice sau stagnice intense (cu apariţia orizonturilor de asociere G_r, respectiv, W) sau orizont A limnic (Al) şi/sau histic (T), submerse. Din acest motiv, clasa cuprinde trei tipuri: gleiosolul, stagnosolul şi limnosolul.

14.2.5.1. Gleiosoluri (GS)

Tipul în cauză se concretizează printr-un orizont 0 şi/sau A (A_m, A_o, A_u) şi proprietăţi gleice (orizont G_r) în primii 50 cm ai solului mineral. Proprietăţile

gleice se manifestă în condiţiile excesului freatic de umiditate, permanent sau temporar, ceea ce generează întreţinerea proceselor de reducere la mică adâncime. Se formează orizontul de glei de reducere (G_r), în nuanţe specifice (albăstrui-verzui), care acumulează progresiv hidroxizi de Fe^{2+} şi Fe^{3+}, uneori chiar şi sulfuri de fier şi compuşi ai manganului (culori negricioase).

În clasificarea internaţională (WRB-SR, 2006) solurile în discuţie formează o grupă de referinţă distinctă (*Gleyosols*), însă corelarea cu sistemul american se face mai greu, în cadrul grupelor endoacvice (*Endoaquepts*) ale molisolurilor, entisolurilor şi inceptisolurilor.

Teritoriul Hăşmaşului nu este reprezentativ pentru formarea gleiosolurilor, cu excepţia ariei depresionare de la Trei Fântâni şi a unor perimetre din Culmea Dămucului, unde relieful lipsit de declivităţi şi fondul litologic argilo-marnos întreţin mecanisme ale proceselor reductomorfe. În funcţie de condiţiile locale ale pedogenezei, s-au separat următoarele subtipuri: districe, molice, umbrice şi histice.

Gleiosolurile districe (*GS di*) şi *eutrice* (*GS eu*) se corelează cu fostele soluri gleice tipice, separate pe criteriul gradului de saturaţie în baze. Se identifică printr-o morfologie de tip A_o-ACG_o-CGr şi printr-o debazificare tot mai intensă, de la subtipul eutric spre cel distric, în funcţie de natura depozitului de solificare. În teren se identifică sub forma unor perimetre restrânse, grupate în compartimentul sudic al Depresiunii Trei Fântâni, sub o vegetaţie higrofilă.

Gleiosolurile molice (*GS mo*) se deosebesc de precedentele subtipuri prin evidenţierea unui orizont superior Am şi instalarea pe suprafeţe ceva mai bine drenate, sub o vegetaţie de pajişti mezohigrofile. Aceste soluri se dispun sub forma unor mici areale în compartimentele Depresiunii Trei Fântâni şi în Culmea Dămucului (versantul vestic, sub Piatra Hotarului). Se remarcă printr-o reacţie slab-moderat acidă (pH=5,2-6,2) şi un conţinut ridicat de humus în A_m (8-13 %), care scade însă brusc în orizontul subiacent (până în jur de 2%).

Gleiosolurile histice (*GStb*) completează gama solurilor cu exces freatic de umiditate, integrând o secvenţă de sol caracteristică ariilor joase şi umede, prin care se asigură trecerea spre histisoluri. Caracterul histic este dat de existenţa unui orizont turbos (T), cu grosimi de sub 30 cm, situat la suprafaţa solului mineral, dar şi a unor intercalaţii organo-minerale situate în primii 50 cm. Subtipul histic se formează sub o vegetaţie specifică de arinişuri (*Alnus incana*) şi cătinişuri (*Tamarix gallica*), cu enclave de pajişti higrofile. Reacţia solului este moderat acidă în orizonturile histice, slab acidă pe profil şi uşor bazică în profunzime, în timp ce materia organică se acumulează în cantităţi impresionante (40-60% în orizontul T). Gleiosolurile histice formează câteva mici areale grupate în terasa joasă a Bicăjelului (de 3-4 m altitudine relativă), din intravilanul satului Trei Fântâni.

Gleiosolurile constituie o „discontinuitate" marcantă a învelişului de sol. Dispuse în lungul râului Bicăjel, în sectorul depresionar situat în amonte de chei, aceste soluri delimitează strict marile masive calcaroase (Hăşmaşul Negru, Hăşmaşul Mare) de culmea Dămucului. Un alt perimetru se întâlneşte în partea din

amonte a Lacului Roşu, condiţionat de prezenţa depozitelor aluvio-coluviale (gleiosoluri eutrice).

14.2.5.2. Stagnosoluri (SG)

Stagnosolurile întrunesc condiţiile de formare doar în situaţii particulare de relief, pe suprafeţe plane şi slab înclinate, unde excesul pluvial de umiditate se poate instala în funcţie de natura materialului parental (de regulă, cu texturi fine). În aceste condiţii, stagnosolurile deţin un orizont A_o (ocric), eventual şi un orizont eluvial (E_l sau E_a), urmat de un orizont B argic (B_t), asociat cu proprietăţi stagnice intense (orizont W), în primii 50 cm ai solului mineral.

Proprietăţile stagnice intense presupun o alternanţă ritmică a proceselor de reducere cu cele de oxidare, cu apariţia petelor şi a concreţiunilor ferimanganice/feromanganoase, ceea ce determină aşa-numita marmorare a orizonturilor de sol.

În varianta WRB-SR (2006), stagnosolurile au fost reconsiderate la nivel de grupă de referinţă (*Stagnosols*), în timp ce în sistemul american (USDA-ST, 1999) se regăsesc în mari subgrupe de sol, precum *Epiaqualfs* şi *Epiaquepts*.

Condiţiile morfostructurale ale sinclinalului Hăşmaşului limitează foarte mult aria de răspândire a acestor soluri, care se rezumă la mici perimetre situate în aria wildflysch-ului (de preferinţă, în depresiuni) şi la unele forme carstice, precum dolinele de mari dimensiuni şi areale ale uvalelor. În unităţile vecine, aceste soluri sunt mult mai bine reprezentate, aşa cum este cazul Munţilor Giurgeului, unde se grupează pe rama Depresiunii Borsec. În teritoriul studiat s-au identificat doar stagnosoluri tipice şi histice.

Stagnosolurile tipice (*SG ti*) sunt lipsite de orizont eluvial, dar prezintă proprietăţi stagnice intense, manifestate pe fondul orizontului B. Excesul pluvial de umiditate este favorizat de materialul parental argilos şi de formele de relief concave. Asemenea situaţii apar frecvent doar pe suprafeţe restrânse, aşa cum este cazul micilor bazine de alunecare din aria wildflysch-ului (unde formează complexe de sol, alături de alte tipuri), pe rama Depresiunii Trei Fântâni (la nivelul glacisurilor), ca şi în doline sau uvale, ca urmare a impermeabilizării substratului (îndeosebi, în Poiana Albă), cât şi în alte perimetre (între Hăşmaşul Negru şi Hăşmaşul Mare).

Stagnosolurile histice (*SG tb*) presupun existenţa unui orizont turbos (T), cu grosimi <30-40 cm în prima parte a solului mineral, eventual a unor intercalaţii organo-minerale. De regulă, stagnosolurile histice sunt asociate celor tipice, având o reprezentativitate mai mare în microforme negative, de la nivelul dolinelor mari şi uvalelor situate pe platourile calcaroase înalte. Adesea, suprafeţele cu acest sol sunt restrânse (frecvent necartabile), identificându-se printr-o vegetaţie caracteristică (cu caracter higrofil).

14.2.5.3. Limnosoluri (LM)

Sunt nou introduse în clasificarea românească actuală, definind soluri subacvatice, din lacuri de mică adâncime. Nu au echivalent în calsificarea interna-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ţională (fiind considerate suprafeţe lacustre), corelându-se aproximativ cu subgrupa *Hydraquents*, din sistemul american.

Încadrarea taxonomică presupune existenţa unui orizont A limnic (A_l) format în mediu submarin, alcătuit din resturi organice slab transformate, la care se pot adăuga stratificaţii organice (orizont turbos limnic) şi minerale (depozite lacustre). Având în vedere condiţiile de sedimentare, limnosolurile pot deţine unele caracteristici particulare, precum caracterul *thapto-histic* (cu intercalaţii organice subţiri pe fondul stratificaţiilor minerale), *sulfuric* (cu acumulare reziduală de sulfuri), dar şi *tionic* (cu acumulare de sulfaţi).

La nivel de subtip s-au propus mai multe diviziuni în funcţie de caracterul bazic sau acid al materialului sedimentar (eutric, distric), cât şi de natura acestuia (psamic, pelic, calcaric). Până în prezent, limnosolurile din această regiune nu au fost cartate sau analizate, fiind doar anticipate în două bazine lacustre.

În primul rând este vorba despre *limnosolurile* din Lacu Roşu, unde grosimea depozitelor lacustre este de 2-3 până la 5-6 m. În condiţiile în care adâncimea apei este de la 2-3 m până la circa 9 m (cu un maxim de 10,5 m), iar sedimentele lacustre sunt eterogene, cu o participare indiscutabilă a celor de natură calcaro-dolomitică, putem anticipa existenţa *limnosolurilor eutrice* (*LM eu*), eventual a celor *calcarice* (*LM ka*) şi *psamice* (*LM ps*).

Pe de altă parte, putem discuta despre existenţa limnosolurilor în lacul de decantare de la Bălan unde, datorită timpului relativ scurt în care s-a realizat sedimentarea şi naturii materialului flotat, se poate presupune a fi vorba despre un *limnosol entic* (cu o dezvoltate extrem de slabă, incipientă), eventual de un *limnosol tionic* (*LM to*), posibil cu caracter *thapto-histic* (*X th*) sau *sulfuric* (*X su*). Aceste supoziţii pot fi confirmate sau infirmate prin cercetări ulterioare.

14.2.6. Clasa histisoluri

Histisolurile se deosebesc fundamental de toate celelalte clase prin prezenţa orizontului histic, care poate fi de tip organic nehidromorf (orizont folic, O) sau hidromorf (orizont turbos, T). Din această clasă, în teritoriul studiat sunt reprezentate doar histosolurile, individualizate printr-un orizont organic hidromorf (histic sau turbos, T), cu o grosime de cel puţin 50 cm, dispus în primii 100 cm ai solului, cel mai adesea de la suprafaţă.

Corelarea cu sistemele internaţionale este remarcabilă, atât în WRB-SR (2006), cât şi în USDA-ST (1999), având echivalent grupa de referinţă şi ordinul care poartă aceeaşi denumire (*Histosols*).

14.2.6.1. Histosoluri (HS)

Histosolurile deţin mari cantităţi de material organic hidromorf într-un orizont de suprafaţă, cu grosimi remarcabile (min. 50 cm). Acest material se formează în mediu umed, unde materia organică produsă în cantităţi mari se descompune lent şi incomplet la temperaturi joase, în condiţii de umiditate ridicată şi de aciditate pronunţată. Compoziţia materiei organice, gradul de descompunere

al acesteia şi acumularea unor compuşi chimici în mediu reducător determină separarea mai multor subtipuri.

Regiunea de care ne ocupăm nu întruneşte condiţii pentru formarea histisolurilor decât rareori, pe depozite minerale cu texturi fine, cu drenaj deficitar şi umiditate crescută. Asemenea condiţii apar sporadic, în compartimentul sudic al Depresiunii Trei Fântâni unde, la nivelul treptei de luncă a Bicăjelului, cu altitudinea realtivă de 3-4 m, se individualizează câteva mici perimetre ce permit trecerea de la gleiosoluri histice spre histosoluri. La nivel de subtip, s-au identificat *histosoluri eutrice* şi *districe*, în funcţie de tipul de turbă acumulat: mezotrofă şi oligotrofă.

Gradul de transformare a materiei organice se exprimă în tipul de turbă din orizontul T: *fibric* (*Tf*), *hemic* (*Th*) şi *sapric* (*Ts*), existând unele similitudini cu sistemul american de taxonomie, unde histosolurile sunt reprezentate prin trei subordine: *Fibrist*, *Saprists* şi *Hemists*. Pentru micile perimetre menţionate anterior este vorba de acumulări de orizonturi turboase cu materie organică slab transformată (*T fibric*) şi moderat transformată (*T hemic*).

Histosolurile nu se impun pregnant în alcătuirea învelişului pedologic, diversificând aspectul acestuia în Depresiunea Trei Fântâni care, din acest punct de vedere, prezintă anumite similitudini cu alte asemenea forme majore de relief din lungul marelui uluc depresionar al Carpaţilor Orientali (Dornelor, Bilbor, Borsec, Giurgeu, Ciuc).

14.2.7. Clasa protisoluri

Solurile din această clasă grupează entităţi tipologice cu profile incipiente şi slab dezvoltate, care se formează în condiţii speciale de rocă, depozit de solificare sau de relief. La acest nivel de ierarhizare nu au echivalent în clasificarea internaţională, fiind distribuite la mai multe grupe de referinţă, corelându-se foarte bine cu sistemul american, unde se includ în ordinul Entisoluri (*Entisols*), cu mai multe subordine: *Arents*, *Ortents*, *Psamments* şi *Fluvents*.

Clasa protisoluri este reprezentată în aria montană a Hăşmaşului prin următoarele tipuri: litosoluri, regosoluri, aluviosoluri şi entiantrosoluri.

14.2.7.1. Litosoluri (LS)

Solurile de acest tip intră în categoria celor incipiente şi extrem de superficiale, având un profil de tip A_o (sau O) de cel puţin 5 cm grosime, urmat de roca compactă (R_n) sau de material scheletic cu până la 10 cm material pământos fin (R_p) în primii 20 cm. În consecinţă, litosolurile sunt strâns condiţionate de prezenţa foarte aproape de suprafaţă a rocii dure, fiind corespondente în baza mondială de referinţă conceptului de *Leptosol*, iar în taxonomia americană subordinului *Ortents*.

Tipul şi proprietăţile rocii indică şi subdiviziunile specifice utilizate la nivel de subtip: eutric, distric, rendzinic, scheletic şi histic. Particularităţile structural-tectonice şi petrografice ale Hăşmaşului relevă predominarea maselor calcaro-dolomitice la zi sau foarte aproape de suprafaţă, ceea ce impune larga răspândire a

litosolurilor rendzinice (*LS rz*). Acestea au apariţii frecvente şi repetitive pe spaţii restrânse în toată aria calcaro-dolomitică, îndeosebi în Cheile Bicazului şi Bicăjelului, apoi în Hăşmaşul Negru, Hăşmaşul Mare şi Fratele, în Cheile Cupaşului, Lapoşului şi Şugăului, în Culmea Munticelu şi Ghilcoş, cu extensii izolate şi în masivele dolomitice (Licaş, Danturaşul Mic, Vithavaş etc.)

Prezenţa conglomeratelor sau a altor roci sedimentare dure (nivele de gresii, brecii, jaspuri) condiţionează apariţia punctuală a *litosolurilor eutrice* (*LS eu*), mult mai rare şi diseminate în teritoriu, în timp ce formele proeminente de relief generate de prezenţa şisturilor cristaline determină formarea *litosolurilor districe* (*LS di*). Proprietăţile fizico-chimice sunt dependente de natura rocii de solificare, dar elementul restrictiv cel mai semnificativ rămâne volumul edafic util extrem de redus, ca efect al grosimii solului de maximum 20 cm.

14.2.7.2. Regosoluri (RS)

Noţiunea de regosol presupune tot un sol slab dezvoltat şi cu profil incipient, dar evoluat în materiale parentale neconsolidate sau slab consolidate. De regulă, aceste soluri se formează pe versanţi stabili, unde raportul morfogeneză/pedogeneză este echilibrat, eroziunea geologică (de lungă durată) fiind compensată prin solificarea progresivă a materialului parental din baza profilului. Ca atare, rezultă un profil cu orizonturi slab diferenţiate genetic, având la suprafaţă un orizont A (A_m, A_u, A_o), cu grosimi de sub 20 cm, fără alte orizonturi diagnostice, urmat de orizontul C (natural parental neconsolidat).

Regosolurile sunt entităţi relativ tinere cu un profil slab dezvoltat, având echivalent în clasificarea internaţională (*Regosols*). Particularităţile geologice şi ale reliefului regiunii de studiu limitează sever formarea regosolurilor, care se rezumă la un context local, cu apariţii la nivelul versanţilor stabili, unde se păstrează mantii subţiri de regolite. În cea mai mare parte, regosolurile se asociază pajiştilor naturale, cu apariţii pe versanţii moderat-puternic înclinaţi, degradaţi prin suprapăşunat.

Subtipurile cele mai reprezentative sunt: *eutric* (*RS eu*), pe deluvii cu chimism bazic şi intermediar, *calcaric* (*RS ka*), pe materiale parentale carbonatice, *stagnic* (*RS st*), în vechi bazine de alunecare, stabilizate. Regosolurile sunt diseminate pe întreg teritoriul, sub forma unor mici perimetre dispuse prioritar în jumătatea estică a teritoriului, în cazul versanţilor deluviali din aria de răspândire a wildflysch-ului.

14.2.7.3. Aluviosoluri (AS)

Aluviosolurile s-au format pe materiale parentale fluvice (depozite aluviale), având un profil slab diferenţiat, cu un orizont A (A_m, A_u, A_o), urmat de materialul parental aluvial (orizont C), fără alte proprietăţi diagnostice (în aria montană) în afară de cele gleice.

Aluviosolurile din SRTS (2003) se corelează destul de bine cu WRB-SR, care utilizează conceptul de fluvisol (*Fluvisols*) şi satisfăcător cu USDA-ST, unde sunt adunate în subordinul *Fluvents*, dar distribuite în mai multe grupe, în funcţie de regimul termic şi de umiditate.

Aparent, aluviosolurile pot fi considerate unitare, îndeosebi sub aspectul genezei materialului parental, însă vârsta, poziţia în cadrul formelor reliefului fluvial de acumulare, compoziţia granulometrică, chimismul global şi nivelul hidrostatic contribuie la separarea a numeroase subtipuri.

Frecventele schimbări de facies petrografic şi neuniformitatea aluvionării (majoritar spasmodică) implică anumite dificultăţi în a stabili cu precizie subtipurile existente pe anumite tronsoane ale râurilor. La acestea se adaugă şi tipologia diferită a văilor (chei, defilee înguste, largi, cu sau fără acumulativ fluvial), motiv pentru care am optat pentru o generalizare a prezentării.

Aluviosolurile entice (*AS en*) reprezintă practic aluviunile recente, nesolificate sau incipient solificate, având corespondent în vechiul sistem de clasificare (SRCS, 1980) protosolurile aluviale. Sunt caracteristice albiilor majore inundabile, fiind constituite din pietrişuri şi bolovănişuri, mai rar nisipuri grosiere. Frecvent, prezintă un caracter *scheletifer* (*AS en-qq*). Aceste soluri însoţesc unele sectoare de luncă ale râurilor limitrofe (Oltul superior, Dămuc, Bicaz, în aval de chei, Bistra, Bistricioara), având şi apariţii ceva mai restrânse în lungul râurilor interioare: Bicăjel, Pârâul Stânei, Danciul, Capra, Pârâul Jidanului etc.). De regulă, se dispun sub forma unor benzi înguste, discontinue, în lungul cursurilor de apă menţionate anterior.

Aluviosolurile eutrice (*AS en*) şi *districe* (*AS di*) sunt cele mai reprezentative pentru această regiune, fiind separate pe baza gradului de saturaţie în baze. Cele eutrice însoţesc râurile care străbat formaţiuni sedimentare, dominând în raport cu cele districe, ultimele fiind caracteristice unor tronsoane de vale sculptate în roci metamorfice (Oltul superior, Putna şi Putna Întunecoasă, cursul mijlociu al Dămucului). Ambele subtipuri se caracterizează printr-o deosebită variabilitate a tuturor însuşirilor fizice, îndeosebi sub aspect granulometric. Din punct de vedere al chimismului, se constată situaţii diverse în funcţie de natura materialului parental. Repartiţia teritorială este diferenţiată, cea mai mare reprezentativitate realizându-se la nivelul albiilor majore largi şi pe trepte joase de luncă, din lungul râurilor menţionate anterior.

Aluviosolurile gleice (*AS gc*) se remarcă prin existenţa proprietăţilor gleice de la nivelul unor terase joase, cu aport de material coluvial şi cu apă freatică la adâncimi critice şi subcritice. Subtipul gleic ocupă suprafeţe reduse, grupate în lungul râurilor care străbat aria wildflysch-ului, cu precădere în lungul Bicăjelului, la care se adaugă perimetre disjuncte pe văile sculptate în formaţiuni ale flişului intern (Dămuc, Bistra).

Aluviosolurile molice (*AS mo*) constituie nivelul evolutiv superior, orizontul de suprafaţă fiind de tip A molic. Acest subtip întruneşte condiţii de formare doar în cazul unor fragmente de terase neinundabile, îndeosebi în intravilan şi în proximitatea acestora, unde intervenţia antropică este determinantă. Necesarul de teren arabil a condiţionat aplicarea unor îngrăşăminte organice, cu efect în creşterea conţinutului de humus.

Aluviosolurile molice constituie cele mai bune terenuri pentru minimul de culturi agricole al populaţiei locale, cât şi pentru extinderea perimetrelor consti-

tuiente. Se regăsesc sub forma unor perimetre distincte, pe terasele medii şi superioare, în localităţi de la periferia regiunii (Bălan, Huisurez, Dămuc, Bicaz-Chei, Bicazul Ardelean, Tulgheş etc.).

Aluviosolurile din Masivul Hăşmaşului sunt reduse ca pondere, dar constituie adevărate discontinuităţi în pedopeisaj, delimitând grupări tipologice şi teritoriale în interiorul masivului, cu rol de limită spre marginea regiunii (văile Oltului, Putnei, Bistricioarei, Bistrei, Dămucului şi Trotuşului).

14.2.7.4. Entiantrosoluri (ET)

Sistemul actual de taxonomie defineşte acest tip ca un sol în curs de formare, dezvoltat pe materiale antropogene (garbice, spolice, urbice, mixice şi reductice), având o grosime de minimum 50 cm (30 cm dacă materialul este scheletic), fără orizonturi diagnostic, în afară de un orizont A_0 în curs de constituire. În baza mondială de referinţă (WRB-SR, 2006) sunt incluse la regosoluri (*Regosols*), iar după clasificarea americană aparţin ordinului *Entisols*, subordinului *Arents*. Dintre subtipurile prezentate în SRTS-2003, entiantrosolurile din regiunea de studiu sunt reprezentate de cele spolice.

Entiantrosolurile spolice (*ET sl*) se leagă de prezenţa materialelor antropogene spolice, rezultate din activităţi industriale (halde de steril, materiale de construcţie). Solurile în cauză s-au identificat doar în două situaţii: haldele de steril din valea superioară a Oltului, în proximitatea fostei exploatări miniere de la Bălan şi în Cheile Mici ale Bicazului, în cazul depozitării materialelor reziduale rezultate din valorificarea calcarelor pentru industria lianţilor.

14.2.8. Clasa antrisoluri

Solurile din această clasă sunt identificate prin manifestarea intensă a proceselor de eroziune în suprafaţă (soluri trunchiate) sau puternic transformate antropic. În cazul de faţă, putem vorbi doar de prima situaţie, prin exprimarea foarte intensă a eroziunii în suprafaţă, rezultând soluri trunchiate (decopertate), ceea ce presupune identificarea tipului erodosol.

Antrisolurile (SRTS, 2003) au corespondent în WRB-SR (2006) grupa de referinţă cu aceeaşi denumire (*Anthrosols*), care nu cuprinde însă şi solurile intens erodate, ci numai pe cele rezultate prin transformări produse de om. Aceeaşi situaţie este caracteristică şi sistemului american, în ambele sisteme solurile foarte puternic şi excesiv erodate fiind transferate altor unităţi taxonomice.

Clasificarea actuală adoptată de România menţine însă un tip propriu pentru situaţia specificată mai sus: erodosolul. Celălalt tip al clasei (antrosolul) nu a fost identificat în regiunea studiată.

14.2.8.1. Erodosoluri (ER)

Conform definiţiei, erodosolul este un tip rezultat în urma manifestării intense a eroziunii în suprafaţă, astfel încât orizonturile rămase nu permit încadrarea într-un alt tip de sol (sol trunchiat sau decopertat). De regulă, prezintă la

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suprafaţă un orizont A_o (provenit dintr-un orizont B sau C), AB sau AC, sub 20 cm grosime.

În condiţiile morfoclimatice ale zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali, erodosolurile întrunesc doar rareori condiţii de formare. Aceste soluri pot fi identificate doar în două situaţii: în perimetre afectate de alunecări de teren active, semistabilizate şi semiactive, la care se adaugă versanţi puternic înclinaţi, degradaţi antropic prin suprapăşunat. Dintre subtipurile precizate în SRTS, caracteristice pentru Masivul Hăşmaş sunt doar erodosolurile cambice şi stagnice.

Erodosolurile cambice (*ER cb*) însoţesc versanţii puternic degradaţi prin suprapăşunat, având relevanţă doar în aria de răspândire a cambisolurilor, cu prezenţe sporadice în proximitatea vetrelor de sat şi în pajişti utilizate pentru văratul ovinelor. De regulă, ocupă suprafeţe restrânse, grupate la altitudini mici şi mijlocii (sub 1400 m).

Erodosolurile stagnice (*EC st*) individualizează o serie de perimetre afectate de alunecări de teren, la nivelul cornişelor de desprindere sau în cazul corpurilor de alunecare, unde pot forma şi asociaţii sau complexe de sol. Se întâlnesc în aria de răspândire a depozitelor de wildflysch, prezenţa materialelor argiloase evidenţiind şi manifestarea proceselor de hidromorfism (stagnogleizare).

Antrisolurile, reprezentate în teritoriu doar prin erodosoluri, ocupă suprafeţe restrânse, fără a se impune pregnant în peisaj. Prezenţa acestora în alcătuirea învelişului pedologic, indică proasta gestionare a fondului păşunabil (pastoral) şi presiunea antropică asupra terenurilor situate pe versanţii văilor importante (îndeosebi limitrofe), acolo unde sunt poziţionate şi principalele aşezări umane.

14.2.9. Roca la zi

Contextul tectono-structural şi alcătuirea petrografică determină apariţia la zi a unor mase de roci, unde solificarea este incipientă sau poate lipsi. Frecvenţa apariţiei la zi a unor formaţiuni petrografice creşte exponenţial în raport cu prezenţa elementelor tectono-structurale (falii, frunţi ale pânzelor de şariaj, anticlinale redresate etc.) sau cu proprietăţile intrinseci ale rocii. De aceea, în sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului, asemenea situaţii sunt foarte frecvente. Ca importanţă, se detaşează calcarele şi dolomitele mezozoice generatoare de abrupturi, hogbackuri, frunţi ale pânzelor de şariaj, klippe şi olistolite, stânci izolate ş.a.m.d.

În aceste condiţii, la zi apar numeroase mase calcaroase (*Rc*), în toate subunităţile de relief ale regiunii, cu precădere în partea central-estică: Hăşmaşul Mare (abruptul vestic) şi Piatra Unică, Hăşmaşul Negru (flancul estic) şi Ghilcoş (versantul nordic) etc. Cea mai mare frecvenţă a rocii la zi aparţine sectoarelor de chei: Cheile Mari şi Mici ale Bicazului, Cheile Bicăjelului, Cupaşului, Lapoşului şi Şugăului, în Culmea Munticelu etc. Acestora li se adaugă şi perimetrele decopertate şi carierele pentru materiale de construcţii, atât cele care valorifică diferite varietăţi de calcare (Cheile Mici ale Bicazului).

În teritoriu s-au identificat şi areale dolomitice la zi (*Rd*), îndeosebi pe flancul vestic (Vithavaş, Danturaşul Mic, Licaş etc.), eventual şi perimetre conglo-

meratice (*Rcg*), în Criminiş, Bârnadu şi Chicera. Mult mai rare sunt ivirile la zi ale rocilor metamorfice, care suportă procese incipiente de solificare, cu formarea litosolurilor şi a subtipurilor litice.

Prezenţa rocii la zi constituie un indiciu al tinereţii reliefului, ca şi al permanentelor schimbări ale raportului morfogeneză/pedogeneză, în funcţie de neotectonică, de particularităţile tectono-structurale, de modelul evolutiv al sinclinalului mezozoic ş.a.

14.3. Consideraţii pedogeografice

Învelişul de sol din sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului constituie un element reper al peisajului geografic, remarcându-se prin diversitate tipologică, varietate morfologică şi a însuşirilor specifice, ca şi printr-o deosebită valoare în plan silvo- şi agroproductiv.

Sub aspect pedogeografic, două repere se detaşează ca importanţă: manifestarea zonalităţii altitudinale şi mozaicarea învelişului de sol prin deosebita relevanţă pedogenetică a rocilor carbonatice, cu o deosebită personalitate din acest punct de vedere.

Manifestarea zonalităţii altitudinale a solurilor are ca suport esenţial relieful, dispus pe un palier altitudinal considerabil (cca 1200 m). În funcţie de acest reper, sunt întrunite condiţiile unei clare etajări fito-climatice, care nu rămâne fără răspuns din partea învelişului de sol. Dispunerea zonar-altitudinală se manifestă însă mai puţin pregnant faţă de unităţile muntoase omogene sub aspect tectono-structural şi petrografic. De aceea, etajarea solurilor depinde atât de substratul litologic, cât şi de particularităţile reliefului sau de poziţia în cadrul Carpaţilor Orientali.

Dintre solurile zonale, cea mai mare reprezentativitate au cambisolurile dispuse altitudinal în succesiunea: eutricambosoluri-districambosoluri. Limitele altitudinale ale celor două tipuri diferă însă foarte mult în teritoriu, în conformitate cu particularităţile chimico-mineralogice ale materialelor parentale şi ale rocilor subiacente. Cambisolurile sunt urmate la mare distanţă de spodisoluri, în succesiunea prepodzoluri-podzoluri, criptopodzolurile complicând local această distribuţie. Pentru spodisoluri, reprezentativitatea este asigurată de prepodzoluri, podzolurile având o prezenţă sporadică. Acest model de repartiţie altitudinală se înregistrează doar în cazul formaţiunilor metamorfice, depozitele sedimentare determinând foarte rar asemenea soluri. Cel de-al treilea reper al zonalităţii altitudinale (umbrisolurile) devine aproape nerelevant.

Zonalitatea altitudinală a solurilor Hăşmaşului se distinge prin următoarele trăsături:

- *clara exprimare în cazul rocilor metamorfice de pe flancurile sinclinalului*, unde succesiunea altitudinală începe cu eutricambosoluri (până la 500-600 m, excepţional mai sus), se continuă distinct cu districambosoluri (între 600 şi 1000 m altitudine), după care urmează prepodzolurile (între 1000 şi 1400 m) şi podzolurile,

cu apariţii locale spre partea superioară a reliefului (>1400 m). Cu totul izolat, limitele altitudinale precizate anterior pot fi modificate prin intervenţia unor factori locali: chimismul rocii, declivitate, expoziţie, regim al umidităţii etc.).

- *menţinerea tendinţei de zonalitate altitudinală la solurile evolute pe depozite ale wildflysch-ului* (marne şi argile, varietăţi de brecii, gresii şi conglomerate), *ale cuverturii post-tectonice* (Conglomerate de Bârnadu, de Chicera), *ale flişului intern* (Strate de Sinaia) sau *ale Stratelor de Lunca*, dar cu alte limite altitudinale. În acest caz, putem vorbi de o prezenţă cvasigeneralizată a cambisolurilor, în cadrul cărora eutricambosolurile pot urca până la altitudini mari, ajungând frecvent la 1400 m, în timp ce districambosolurile se rezumă la mici suprafeţe dispuse în jurul aliniamentelor de înălţimi maxime. Frecvent, se pot produce modificări graduale, marcate de complexitatea depozitelor superficiale, îndeosebi a deluviilor mixte (inclusiv cu materiale cristaline, cum este cazul flancului estic al sinclinalului, în Culmea Dămucului).

- *lipsa aproape totală a zonalităţii altitudinale în aria de răspândire a rocilor carbonatice* (calcare şi dolomite), unde principalele subtipuri evolutive ale rendzinelor se diferenţiază în funcţie de anumiţi factori locali şi nu în raport de contextul morfoclimatic.

Mozaicarea învelişului de sol se bazează pe existenţa unor condiţii particulare, rolul hotărâtor revenind specificităţii litologice a sinclinalului mezozoic, unde calcarele şi dolomitele au o deosebită reprezentativitate şi personalitate pedogenetică. În condiţiile unui relief variat şi ale climatului boreal montan, se formează soluri de tipul rendzinelor, aflate în diferite stadii evolutive, care participă cu o pondere consistentă la alcătuirea învelişului de sol. Astfel, în unele compartimente precum Hăşmaşu Mare-Fratele, Hăşmaşu Negru-Ghilcoş, Suhard-Cheile Bicazului, Munticelu-Surduc, rendzinele domină alcătuirea învelişului pedologic (având o pondere de 60-70%). Aceste soluri sunt reprezentative şi pe flancurile sinclinalului, fiind legate de prezenţa depozitelor dolomitice, în timp ce în restul teritoriului sunt disipate în teritoriu, fiind condiţionate de existenţa breciilor calcaroase şi a klippelor, a calcarelor din formaţiunea de wildflysch.

Prezenţa masivă a rendzinelor constituie trăsătura pedogenetică cea mai importantă a regiunii, deosebind net sinclinalul mezozoic al Hăşmaşului de ariile montane din jur, atât de cele ale flişului intern carpatic (din est), cât şi de cele metamorfice şi eruptive (din vest).

Învelişul pedologic este rezultatul interacţiunii unor categorii diferite de procese, efect al implicării tuturor factorilor pedogenetici, ceea ce explică şi individualizarea altor clase şi tipuri de soluri. *Specificul local este punctat de prezenţa hidrisolurilor* (exprimate prin toate cele trei tipuri, gleiosoluri, stagnosoluri şi limnosoluri) şi a *histisolurilor*. Acestora li se adaugă soluri superficiale (*litosoluri*), slab diferenţiate morfologic (*regosoluri*), tinere, de luncă (*aluviosoluri*) şi de natură antropică (*entiantrosoluri*), toate grupate în clasa protisoluri, dar şi legate de manifestarea intensă a eroziunii în suprafaţă (erodisoluri).

Învelişul de sol al regiunii este complex sub aspect genetico-evolutiv, diversificat sub aspect tipologic şi eterogen din punct de vedere al însuşirilor specifice

şi al productivităţii. Asamblajul pedologic prezintă numeroase aspecte distincte, specifice doar zonei cristalino-mezozoice, ceea ce conferă personalitate pedopeisajelor regiunii. Acestea se integrează armonios în tipologia de ansamblu a peisajelor geografice, dominate de factorul geologic şi de relief, dar „articulate" de intervenţiile celorlalte componente ale mediului: climă, resursa de apă şi faună. Deşi uneori brutală (cariere, halde, despăduriri abuzive, suprapăşunat), intervenţia antropică nu este atât de puternică încât să altereze profund specificul regiunii. În consecinţă, Masivul Hăşmaş constituie o unitate fizico-geografică de referinţă a Carpaţilor Moldo-Transilvani, alături de alte masive reprezentative: Rarău (cu asemănări pronunţate), Ceahlău (cu anumite note comune) sau Călimani şi Gurghiu-Harghita (cu deosebiri evidente).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

ACRÂŞMĂRIŢEI N., CIOBANU M. (1973): *Peştera Munticelu*. St. şi Cercet. Şt. Muzeul de Şt. Nat. Piatra Neamţ, geol. II, Piatra Neamţ

AIRINEI Şt., GHEORGHIU C., IANCU M., ILIE I. (1965): *Consideraţii asupra evoluţiei geologice şi geomorfologice a depresiunii Ciucului*. Com. de Geol., SSNG, III, Bucureşti

ATANASIU I. (1961): *Cutremurele de pământ din România*. Edit. Acad. Rom., Bucureşti

APĂVĂLOAIE M. (1971): *Contribuţii la cunoaşterea regimului temperaturii aerului din zona Lacului Roşu-Cheile Biacazului*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., Pângăraţi

APĂVĂLOAIE M. (1980): *Contribuţii la cunoaşterea distribuţiei precipitaţiilor atmosferice din bazinul râului Bistricioara*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., Pângăraţi

APĂVĂLOAIE M., APOSTOL L., PÂRVULESCU I. (1988): *Unele aspecte de azonalitate climatică din Carpaţii Orientali*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., Pângăraţi

APĂVĂLOAIE M., APOSTOL L., PÂRVULESCU I. (1988): *Caracteristici ale inversiunilor termice din Depresiunea Ciuc*. Lucr. Sem. „D. Cantemir", vol. 9, Iaşi

BARBU N. (1984): *Considérations pédogeographiques générales sur le Carpathes Roumaines*. Rév. Roum. géol.-géophys.-géogr., série géogr., 28, Bucureşti

BARBU N., LUPAŞCU Gh., RUSU C., BARBU Alexandrina (1977): *Solurile Munţilor Hăghimaş*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIb, XXIII, Iaşi

BARBU N., LUPAŞCU Gh., RUSU C., BARBU Alexandrina, TODERIŢĂ Maria (1978): *Solurile Munţilor Bicazului*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIb, XXVI, Iaşi

BARBU N., RUSU C., GRINEA D., LUPAŞCU Gh., BARBU Alexandrina (1980). *Solurile din Munţii Ciucului*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIb, XXVI, Iaşi

BARBU N., LUPAŞCU Gh., RUSU C., TODERIŢĂ Maria, LUPAŞCU Angela (1984): *La couverture de sol des Montagnes de Bistritza*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIb, XXVII, Iaşi

BÂZÂC Gh. (1983): *Influenţa reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României*. Edit. Acad. Rom., Bucureşti

BLEAHU M., RUSU T. (1965): *Carstul din România. O scurtă privire de ansamblu*. Lucr. Inst. de Speol. „Emil Racoviţă", IV, Bucureşti

BLEAHU M. (1974): *Morfologia carstică*. Edit. Ştiinţifică, Bucureşti

BLEAHU M., DECU V., NEGREA Şt., PLEŞA C., POVARĂ I., VIEHMAN I. (1976): *Peşteri din România*. Edit. Ştiinţifică, Bucureşti

BLEAHU M., BRĂDESCU Vl., MARINESCU Fl. (1976): *Rezervaţii naturale geologice din România*. Edit. Tehnică, Bucureşti

BOJOI I. (1968): *Observaţii asupra reliefului carstic din Masivul Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., vol. I, Pângăraţi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BOJOI I. (1968): *Contribuţii la sedimentologia Lacului Roşu*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 1, Pângăraţi

BOJOI I. (1970). *Rolul proceselor periglaciare în modelarea reliefului Munţilor Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 2, Pângăraţi

BOJOI I. (1970): *Procese carstogenetice actuale din Munţii Hăghimaş. Coroziunea depozitelor carbonatate*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 3, Pângăraţi

BOJOI I. (1970): *Aspecte ale evoluţiei geomorfologice a văilor din bazinul hidrografic al Bicazului*. St. şi Cercet. de geol.-geogr.-biol., Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, I, Piatra Neamţ

BOJOI I. (1971): *Tipurile de doline din zona carstică a Munţilor Hăghimaş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 4, Pângăraţi

BOJOI I. (1971): *Munţii Hăghimaş şi zona Cheilor Bicazului. Studiu geomorfologic cu privire specială asupra carstului*. Teză de doctorat, Iaşi

BOJOI I. (1971): *Particularités du Karst des Monts Hăghimaş (Carpates Orientales)*. Rev. Studia Geomorphologica Karpato-Balkanica, Krakow

BOJOI I. (1972): *Rolul fenomenelor carstice în evoluţia Cheilor Bicazului*. Inst. Ped. Oradea, Secţ. geografie, Oradea

BOJOI I (1974): *Cheile Bicazului. Foaia III/4. Carstul*. Atlasul României. Edit. Acad. Rom., Bucureşti

BOJOI I. (1976): *Precizări privind influenţa litologiei şi structurii asupra reliefului Munţilor Hăghimaş*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, seria geol.-geogr., III, Piatra Neamţ

BOJOI I. (1978): *Asimetria versanţilor unor văi din Munţii Bistriţei, datorată morfogenezei periglaciare*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, seria geol.-geogr., IV, Piatra Neamţ

BOJOI I. (1982): *Munţii dintre Bistricioara şi Trotuş. Elemente de unitate regională*. Bul. Soc. de Geogr. VI (LXVI), Bucureşti

BOJOI I. (1987): *Succesiunea temporală şi concomitentă în modelarea prin carstificare-crioplanaţie a platourilor calcaroase ale Masivului Hăghimaş*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sII, geol.-geogr., XXXIII, Iaşi

BOJOI I. (1988): *Formarea depresiunilor carstice în legătură cu etapele de evoluţie paleogeografică a Masivului Hăghimaş*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sII, geol.-geogr., XXXIV, Iaşi

BOJOI I. (2000): *România. Geografie fizică*. Edit. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi

CĂRĂUŞU I., GHENCIU V. (1970): *Câteva date asupra compoziţiei fitoplanctonului din Lacu Roşu*. St. şi Com., Muz. de Şt. Naturii, Bacău

CĂRĂUŞU I., GHENCIU V. (1971): *Data on phytoplankton composition in the Red Lake (Eastern Carpathians)*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 3, Pângăraţi

CĂRĂUŞU I., GHENCIU V. (1971): *Noi date asupra compoziţiei fitoplanctonului din Lacul Roşu (Carpaţii Orientali)*. St. şi Com., Muz. de Şt. Naturii, Bacău

CIOBANU M., GRASU C., IONESCU V. (1972): *Monumentele Naturii din Judeţul Neamţ*, Piatra Neamţ

CIAGLIC V. (2005): *Contribuţii la cunoaşterea caracteristicilor hidrologice şi hidrogeologice ale Munţilor Ghilcoş-Hăghimaş-Mezinul şi a condiţiilor care le determină*. Edit. Terra Nostra, Iaşi

CORBEL J. (1957): *Les Karst de nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Etude sur le role du climat dans l'érosion des calcaires*. Publ. hors série de la Revue de Géographie de Lyon

CRISTEA Em. (1978): *Masivul Hăşmaş şi staţiunea Lacu Roşu*. Edit. Sport-Turism, Bucureşti

DIACONU C. (1971): *Probleme ale scurgerii de aluviuni a râurilor României.* Studii de Hidrol., XXXI, Bucureşti

DOBRESCU C., GHENCIU V. (1970): *Aspecte din vegetaţia Lacului Roşu.* Stud. şi Com., Muz. Şt. Nat., Bacău

DOBRESCU C., GHENCIU V. (1971): *Contribuţii la studiul biochoriilor din Lacu Roşu.* St. şi Com., Muz. Şt. Nat., Bacău

DOBRESCU C., GHENCIU V. (1971): *Contribuţii la cunoaşterea florei Lacului Roşu şi a împrejurimilor sale (Carpaţii Orientali).* An. Muz. Şt. Nat. Piatra Neamţ, II, Piatra Neamţ

DONISĂ I., BARBU N., IONESI L. (1973): *Etapele evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali.* „Realizări în Geografia României", Edit. Ştiinţifică, Bucureşti

DONIŢĂ N., LEANDRU V., PUŞCARU-SOROCEANU Evdochia (1960): *Harta geobotanică a României,* scara 1:500.000. Edit. Academiei Române, Bucureşti

DRAGOMIR G. P. (2002): *Ape plate din izvoare carstice în Munţii Hăghimaş.* Rev. EcoCarst, 3, Bucureşti

DRAGOŞ V. (1957): *Deplasări de teren.* Edit. Ştiinţifică, Bucureşti

DRĂGHINDĂ D. (1980): *Repartiţia precipitaţiilor atmosferice în raport cu altitudinea, pe versantul estic Carpaţilor Orientali.* Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 7, Pângăraţi

GÂŞTESCU P. (1963): *Lacurile din RPR. Geneză şi regim hidrologic.* Edit. Academiei Rom., Bucureşti

GÂŞTESCU P. (1971): *Lacurile din România.* Edit. Academiei Rom., Bucureşti

GHENCIU V. (1972): *Trăsături hidrologice şi hidrobiologice ale Lacului Roşu.* Teză de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi

GHENCIU V. (1974): *Traits limnologiques du Lacu Roşu.* Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, tome XX/1, Iaşi

GHENCIU V.(1976): *Temperatura aerului şi regimul ei în zona Lacului Roşu.* An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, geol.-geogr., III, Piatra Neamţ

GHENCIU V., CĂRĂUŞU I. (1968): *Lacu Roşu-obiect al ocrotirii naturii.* St. şi Com. Muz. de Şt. Nat., Bacău

GHENCIU V., CĂRĂUŞU I. (1970): *Câteva date cu privire la dinamica cantitativă a fitoplanctonului din apa Lacului Roşu în perioada 1967-1968.* Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, seria biol., XVI/1, Iaşi

GHENCIU V., CĂRĂUŞU I. (1972): *Aspecte ale dinamicii cantitative a fitoplanctonului din Lacu Roşu.* St. şi Com., Muz. de Şt. Naturii, Bacău

GIURGIU M. (1990): *Peşterile din Masivul Hăşmaş.* Buletin CSER, Baraolt

GUGIUMAN I., PLEŞCA Gh., ERHAN Elena, STĂNESCU I. (1960): *Unităţi şi subunităţi climatice în partea de est a României.* Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. II, Şt. Nat., VI/4, Iaşi

GUŞULEAC M. (1932): *Zur Kenntnis der Felsevegetation des Gebietes der Bicaz-Klamm in den Ostakarpathen.* Bul. Fac. de Şt. Cernăuţi, vol.VI/1-2, Cernăuţi

GUŞULEAC M. (1933): *Astragalus pseudo purpureus GUŞ., eine neue Art aus den Ostkarpathen.* Bul. Fac. de Şt., Cernăuţi, vol.VI/1-2, Cernăuţi

GYORGY A., KOVACS A., PREPELIŢĂ V., DOCZY M. (1985): *Pajiştile din Munţii Hăşmaş.* Lucr. Inst. Cerc. Cult. Paj., Măgurele, tomul X, Braşov

HESS M. (1972): *Die klimatischen Hohenstufen in den Nord-und Sud Karpaten.* Lucrările celei de a V-a Conferinţe de Meteorologia Carpaţilor, IMH, Bucureşti

HOREANU Cl. (1979): *Flora rezervaţiei naturale Munticelu-Cheile Şugăului (Jud. Neamţ).* An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, Seria biologie, Piatra Neamţ

HOREANU CL. (1979): *Consideraţii asupra florei şi vegetaţiei complexului carstic Cheile*

Bicazului - Lacu Roşu. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ (manuscris)
ICHIM I. (1973): *Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpaţii Orientali*. „Realizări în Geografia României", Edit. Ştiinţifică, Bucureşti
ICHIM I. (1976): *Aspects de la cryoplanation et de la cryopédimentation des Carpathes Orientales Roumaines*. Rev. Roum. de Géol.-Géophys.-Géogr., série Géogr., XXII, Bucureşti
ICHIM I. (1983): *Relieful periglaciar. Geografia României. I. Geografia fizică*. Edit. Academiei Rom., Bucureşti
ILIE I. (1973): *Carstul din România. Realizări recente şi tendinţe*. Bul. Soc. de Şt. Geogr., III, Bucureşti
IONESCU V. (1968): *Date biometrice şi zoogeografice asupra unor specii de lilieci din Moldova*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 1, Pângăraţi
KALABER L. (1977): *Le statut du faucon crecerellette (Falco naumanni) en Roumanie*. Gerfaut, vol. 67
KALABER L. (1970): *Date noi despre fluturaşul-de-piatră*. Vânăt. şi Pesc. Sportiv, vol. 3, Bucureşti
KEVE-KLEINER A. (1943): *Ornitologische Mittsommer Beobachtungen au Bekaş*. Pass. Fauna Hung., vol. 6, Budapest
LUPAŞCU Gh., BARBU N., TODERIŢĂ Maria, RUSU C. (1981): *Solurile din împrejurimile Tulgheşului (Carpaţii Orientali)*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIB, XXVIII, Iaşi
MAKSIMOVICH G. A. (1963): *Fundamental of Karst*. I, Perm
MIHĂILESCU V. (1940): *Cum s-a format Lacu Roşu de la intrarea în Cheile Bicazului*. Bul. Soc. Rom. de Geogr., LIX, Bucureşti
MIHĂILESCU V. (1963): *Carpaţii Sud-estici*. Edit. Ştiinţifică, Bucureşti
MIHĂILESCU I. F. (1980): *Contribuţii la cunoaşterea etajării climatice din bazinul râului Bistriţa*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 7, Pângăraţi
MIHĂILESCU I. F., APĂVĂLOAIE M. (1980): *Observaţii microclimatice expediţionare în uvala Terkö (Piatra Crăpată)*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., 7, Pângăraţi
MITITELU D., NECHITA Nicoleta (1992): *Flora muntelui Hăşmaş şi din Cheile Bicazului*. St. şi Cercet. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ
MITITELU D., NECHITA Nicoleta (1993): *Contribuţii la studiul florei şi vegetaţiei din Masivul Hăşmaş şi Cheile Bicazului*. St. şi Cercet. Muz. de Şt. Nat., biol., Piatra Neamţ
MOCIORNIŢĂ C., BIRTU Elena (1987): *Unele aspecte privind scurgerea de aluviuni în suspensie în R. S. România*. Hidrotehnica, vol. 32/7, Bucureşti
MORARIU T. (1959): *Fenomene periglaciare din RPR în stadiul actual de cercetare*. Studia Univ. „Babeş- Bolyai", fasc.1, geol.-geogr., Cluj-Napoca
MUNTEANU D. (1998): *Cercetări asupra avifaunei Munţilor Hăghimaş*. Anal. Banatului., Şt. Nat., vol. 4, Timişoara
MUNTEANU D. (2000): *Avifauna bazinului montan al Bistriţei moldoveneşti*. Ed. „Alma Mater", Cluj-Napoca
NAUM T., PREDA I. (1972): *Relieful calcaros şi relieful carstic din Munţii Hăghimaş*. Lucr. Şt. Inst. Ped. Oradea, seria geografie, Oradea
NECHITA Nicoleta (2003): *Flora şi vegetaţia cormofitelor din Masivul Hăşmaş, Cheile Bicazului şi Lacu Roşu*. Edit. „Constantin Matasă", Piatra Neamţ
NICULESCU Gh., OANCEA D. (1987): *Munţii Giurgeului şi Curmăturii. Geografia României*, vol. III, Academia Rom., Bucureşti
NYÁRÁDY E. (1937): *A Gylkosto es a Becaszoros Korniekenek novezete*, 1-16, Sibiu

ORGHIDAN T., PUŞCARIU V., BLEAHU M., DECU V., RUSU T., BUNESCU A. (1965): *Harta regiunilor carstice din România*. Lucr. Inst. Speol. „Emil Racoviţă", IV, Bucureşti

PIŞOTĂ I., NĂSTASE A. (1957): *Lacu Roşu nod de confluenţă a trei bazine hidrografice*. Probl. de Geogr., vol. IV, Bucureşti

POPESCU GORJ A. (1970): *Date privind Lepidopterele de la Lacu Roşu şi Cheile Bicazului*. St. şi Cercet. geol.-geogr.-biol. Muz. Piatra Neamţ, I , Piatra Neamţ

POPP N. (1941): *Congresul profesorilor de geografie de la Piatra Neamţ*, 12-22 mai 1941. Bul. Soc. Rom. de Geogr., LX, Bucureşti

POSEA Gr., POPESCU N., IELENICZ M. (1974): *Relieful României*. Edit. Ştiinţifică, Bucureşti

PREDA I. (1967): *Deplasări de teren în zona Lacului Roşu*. Com. de Geol., SSNG, vol. IV, Bucureşti

PREDA I. (1971): *Consideraţii hidrogeologice asupra Munţilor Hăghimaş*. Bul. Soc. de Şt. Geol. din RSR, vol. XIII, Bucureşti

PREDA I. (1973): *Observaţii hidrogeologice în zona Bistra-Toşorog (Judeţul Neamţ)*. Anal. Şt. Univ. Bucureşti, geologie, Bucureşti

PREDA I., NAUM T. (1973): *Contribuţii la cunoaşterea apelor minerale din Munţii Hăghimaş*. Lucr. Şt. Inst. Ped., Oradea

PREDA I., TODERIŢĂ Victoria (1978): *Apele minerale din Munţii Hăghimaş-Tulgheş*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, geol.-geogr., IV, Piatra Neamţ

PREDA I., TODERIŢĂ Victoria (1980): *Fenomene fizico-geografice în Munţii Hăghimaş-Tulgheş*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., Pângăraţi

PRICĂJAN A. (1969): *Tipuri principale de zăcăminte de ape minerale din România*. Bul. Soc. de Geol., XI, Bucureşti

PRICĂJAN A. (1972): *Apele minerale şi termale din România*. Edit. Tehnică, Bucureşti

PRICĂJAN A. (1985): *Substanţele minerale terapeutice din România*. Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti

PUŞCARCIUC R. (1988): *Consideraţii preliminare asupra endocarstului Masivului Hăşmaş*. Bul. Montana, Oneşti

RĂDOANE N. (1975): *Terasele Bistricioarei în aval de confluenţa cu Pârâul Valea Seacă*. Lucr. Staţ. „Stejarul", geol.-geogr., Pângăraţi

RĂDOANE N. (2001): Geografia fizică a României, Edit. Univ „Ştefan cel Mare", Suceava

RĂDOANE Maria, RĂDOANE N. (1986): *Consideraţii asupra reliefului format pe gresii şi conglomerate din România*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, seria geol.-geogr., V, Piatra Neamţ

ROŞU Al. (1980): *Geografia Fizică a României*. Edit. Did. şi Ped., Bucureşti

RUSU C., BARBU N., LUPAŞCU Gh., TODERIŢĂ Maria, BARBU Alexandrina (1982): *Solurile din Munţii Tarcăului*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIb, XXVIII, Iaşi

RUSU C., BREABĂN Iuliana Gabriela, FISCUTEAN D. (2003): *Solurile din Munţii Giurgeului*. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, sIIB, 23-24, Iaşi

RUSU C., STÂNGĂ I.C., NEACŞU L., VASILCIUC I. (2008): *Solurile munţilor vulcanici din nord-vestul Carpaţilor Orientali*. Edit. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi

SENCU V. (1968): *La carte de karst et du clasto-karst de Roumanie*. Rev. Roum. de Géol.-Geophis.-Géogr., série Geogr., 12/1-2, Bucureşti

SÎRCU I. (1964): *Câteva precizări în legătură cu glaciaţiunea cuaternară din Carpaţii Orientali Româneşti*. Natura, nr.3, Bucureşti

SOÓ R. (1940): *Prodromus florae terrae Siculorum (Transsilvaniae Orientales)*, Cluj

STĂNCESCU I., BALIF S.(1974): *Meteorologie fără formule*. Edit. Albatros, Bucureşti

TRUFAŞ V., SENCU V. (1967): *Tipuri litologice de carst din România*. Anal. Univ. Bucureşti, Şt. Nat., geol.-geogr., XVI/1, Bucureşti
UJVARI I. (1959): *Hidrografia RPR*. Edit Ştiinţifică, Bucureşti
UJVARI I. (1972): *Geografia apelor României*. Edit. Ştiinţifică, Bucureşti
ZANOSCHI V., PORUMB M. (1979): *Completări la cunoaşterea diatomeelor din Lacul Roşu (Carpaţii Orientali)*. An. Muz. de Şt. Nat. Piatra Neamţ, seria bot.-zool., IV, Piatra Neamţ
ZARUBA Q., MENCL V. (1955): *Geologie inginerească*. Praga
x^x x *Geografia Fizică*. În Geografia României, I, Edit. Acad. RSR, Bucureşti, 1983
x^x x *Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei*. în Geografia României, III, Edit. Acad. RSR, Bucureşti, 1987
x^x x *Regiunile climatice şi Topoclimatice*. în Geografia României, I, Edit. Academiei Rom., Bucureşti, 1982
x^x x *Munţii Giurgeului şi Munţii Curmăturii*. în Geografia României, III, Edit. Academiei Rom., Bucureşti, 1987
x^x x *Râurile României. Monografie hidrologică*, 1971, IMH, Bucureşti
x^x x *Geografia fizică*. în Monografia geografică a RPR, I, 1960, Edit. Academiei, Bucureşti
x^x x *! climatologic al R.S.R.*, IMH, Bucureşti, 1966
x^x x *Topoclimatică, Foaia Gheorghieni, scara 1:200.000*. Manuscris, Pângăraţi
x^x x *Harta Topoclimatică, Foaia Miercurea Ciuc, scara 1:200.000*. Manuscris, Pângăraţi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

III. PARCUL NAȚIONAL CHEILE BICAZULUI-HĂȘMAȘ

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

15. CONCEPTUL DE ARIE NATURALĂ PROTEJATĂ. SCOP ŞI CATEGORII

Sintagma „arie naturală protejată" este utilizată pentru ceea ce publicul larg cunoaşte, în general, sub denumirea de rezervaţie naturală, parc natural, rezervaţie a biosferei etc. Comisia Parcurilor Naţionale şi a Ariilor Protejate (CNPPA) din cadrul Uniunii Internaţionale pentru Conservarea Naturii (IUCN) defineşte aria protejată ca fiind o suprafaţă de teren destinată în mod special protecţiei şi conservării biodiversităţii, resurselor naturale şi culturale şi gestionată conform unor legi şi reglementări juridice.

Iniţiativele de protecţie a naturii au ca raţiune necesitatea salvării speciilor floristice şi faunistice rare sau ameninţate cu dispariţia, idee care s-a extins şi asupra unor teritorii naturale sau antropizate, de importanţă ştiinţifică naţională sau internaţională, declarate „parcuri" sau „rezervaţii".

Înfiinţarea primelor parcuri s-a datorat unor iniţiative particulare, cazuri cunoscute fiind în Germania, Franţa, SUA, Elveţia, după care a urmat o serie de acţiuni în acest sens preluate de unele guverne din ţările dezvoltate, iar ulterior de organizaţii internaţionale. Începutul aparţine guvernului SUA care, la 8 martie 1872, înfiinţează primul parc ocrotit de lege, Yellowstone.

În anul 1913, la Berna, s-a înfiinţat Comisia Consultativă pentru Protecţia Naturii, care în 1957 a devenit Uniunea Internaţională pentru Conservarea Naturii (IUCN). În prezent, organizaţiile internaţionale care au ca obiectiv principal sau secundar protecţia şi conservarea elementelor naturii şi ale cadrului socio-cultural sunt foarte numeroase, incluzând UNESCO, FAO şi OMS.

Începând cu anul 1970, în numeroase ţări au luat fiinţă ministere specializate al căror demers în politica de conservare a cadrului natural îl reprezintă crearea pe cale legislativă a reţelei de arii protejate la nivel naţional sau internaţional.

În România, prin prisma legii protecţiei mediului, ariile intrate în conservare se ridică la 1,23 milioane de hectare, adică 6,18% din suprafaţa ţării, cele mai mari suprafeţe având parcurile naţionale şi Rezervaţia Biosferei Delta Dunării. În felul acesta, România se încadrează în procentul mondial de 6% din suprafaţa continentelor aferente celor 10 400 de arii protejate, care însumează cca 848 milioane de hectare.

Clasificarea realizată de Uniunea Internaţională pentru Conservarea Naturii (IUCN) delimitează zece categorii de arii protejate, în funcţie de obiectivele urmărite în arealele supuse protecţiei şi de modul de gestionare a resurselor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

naturale, specific fiecărei categorii. Sistemul de clasificare dezvoltat de IUCN acoperă un domeniu cuprins între uz minimal şi uz intensiv al ecosistemelor de către comunităţile umane. În conformitate cu normele şi clasificarea IUCN, dar şi conform Rezoluţiilor Consiliului Europei, cele zece categorii necesare gestionării durabile a resurselor naturale sunt incluse în patru grupe, notate de la A la D.

Grupa A include categorii de arii protejate monitorizate de Comisia Parcurilor Naţionale şi a Ariilor Protejate (CNPPA) din cadrul IUCN, precum: rezervaţii ştiinţifice sau rezervaţii naturale integrale; parcuri naţionale; monumente ale naturii; rezervaţii naturale sau arii de gestionare a unor habitate sau a unor specii; rezervaţii peisagistice protejate.

Grupa B cuprinde categorii de obiective care prezintă o importanţă particulară pentru IUCN, dar care nu ţin exclusiv de acest resort, printre care se numără: rezervaţii de resurse naturale; rezervaţii antropologice sau rezervaţii naturale amenajate cu utilizări multiple. Această grupă reuneşte teritorii pentru care conservarea patrimoniului natural constituie un obiectiv major, orice intervenţie susceptibilă de a altera aspectul, compoziţia şi evoluţia habitatelor, fiind interzisă. Totuşi, anumite amenajări pot fi autorizate în zone bine definite şi într-un cadru legal riguros. Anumite activităţi umane tradiţionale pot fi tolerate, în condiţiile în care nu contravin scopului conservării. Vizitatorii pot fi admişi, în condiţiile respectării unor reglementări stricte.

Grupa C include categorii dependente de programe sau acorduri internaţionale, situaţie în care CNPPA poate fi solicitată pentru monitoring şi poate să contribuie cu o expertiză particulară. Acestei grupe îi aparţin: rezervaţii ale biosferei, rezervaţii ale patrimoniului mondial, precum zonele de habitat pentru avifauna acvatică. În teritoriile incluse în această categorie, ocupaţiile umane tradiţionale sunt admise, dar reglementate, fiind tolerate anumite activităţi umane noi, supuse unor reglementări speciale. Întrucât această grupă prezintă adesea interes mai ales în planul activităţilor de agrement, în cadrul teritoriilor aferente se pot dezvolta anumite amenajări recreative şi pentru promenadă în zone bine delimitate şi în condiţii de compatibilitate cu obiectivele protecţiei naturii.

Grupa D reuneşte, în general, teritorii vaste, orientate către agrement de calitate, în care principiile de conservare a patrimoniului natural sunt luate în considerare. În această grupă se includ proprietăţi private sau sate cu anumite particularităţi de ordin socio-cultural. O astfel de grupă prezintă, înainte de toate, un interes recreativ, dar şi cultural, estetic şi natural. Activităţile umane tradiţionale sau noi sunt, în general, permise, dar circulaţia motorizată trebuie reglementată mai ales în zona cu eventuale obiective naturale de valoare.

Experienţa internaţională atestă faptul că noţiuni ca „Parc Naţional", „Parc Natural" sau „Rezervaţie" acoperă teritorii şi simbolizează sisteme de protecţie uneori foarte diferite de la un continent la altul, de la o ţară la alta sau pe diverse zone climatice. Numeroasele inventarieri consacrate ariilor protejate arată foarte clar că aproape fiecare ţară şi-a creat propriul sistem de valori, urmărind obiective foarte variate şi utilizând termeni ale căror definiţii pot varia în proporţii uneori

semnificative. Prin urmare, apar situaţii în care aceeaşi categorie de arii protejate are la bază criterii de funcţionare distincte.

În anul 1999, UNESCO a lansat conceptul de „Geoparc" care, datorită compatibilităţii sale depline cu obiectivul major al Uniunii Europene, de dezvoltare durabilă a regiunilor, a declanşat într-un timp foarte scurt acţiuni orientate spre crearea unor asemenea entităţi în diferite regiuni ale Europei. În sensul definiţiei, „Geoparcul" este o arie protejată de tip parc natural care trebuie să reliefeze condiţiile de viaţă din trecutul Pământului în care s-au dezvoltat anumite ecosisteme, dar şi să arate pericolele dispariţiei unor specii fie pe cale naturală, fie datorită unor efecte antropice.

În faţa unei asemenea varietăţi de nomenclatură, care reflectă situaţia din fiecare ţară, diverse organizaţii internaţionale pentru protecţia mediului au iniţiat acţiuni destinate uniformizării acesteia, deşi niciunul din modelele propuse nu a fost până la urmă unanim acceptat.

Aceleaşi dispute se duc şi în legătură cu structura documentelor de evidenţă ariilor protejate sau a siturilor componente. Catalogul siturilor ar trebui, după unii, să conţină următoarele capitole: introducere, fişele siturilor, bibliografia, anexele grafice şi alte materiale precum hărţi, schiţe, imagini foto sau secţiuni şi coloane, dacă e vorba de situri geologice, paleontologice, pedologice, geomorfologice, hidrogeologice etc.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI GEOGRAFIE

După unele propuneri (Grigore et al., 2009), fişa sitului ar trebui să cuprindă următoarele elemente :

1. **Datele generale** - tipul de arie protejată, categoria după clasificarea IUCN, actul constitutiv, proprietarul ;

2. **Locaţia** - localitatea cu parametrii longitudine şi latitudine, altitudinea absolută, suprafaţa cu elementele de delimitare, însoţite de schiţe şi hărţi, iar pentru siturile geologice, unitatea geotectonică şi litostratigrafică, căile de acces ;

3. **Descrierea** - modul de prezentare a sitului cu specificul său, la cele geologice cu descrierea litologiei, a structurii şi vârstei, indicaţii şi restricţii în cazul când constituie obiectiv geoturistic;

4. **Resursele (conţinutul)** - în cazul siturilor paleontologice se indică grupele fosile conţinute (genuri şi specii semnificative), colecţii cunoscute, legate de situl în cauză, fişa de inventar a faunei;

5. **Valoarea ştiinţifică** - documentarea importanţei sitului, motivele protejării şi natura măsurilor care asigură conservarea lui;

6. **Sugestii** privind punerea lui în valoare sau eventuale măsuri care pot lărgi interesul specialiştilor sau al marelui public;

7. **Indicaţii speciale** - bibliografie sau alte surse de informare, anexe grafice, imagini foto sau pagini Web;

8. **Informaţii utile** - localizarea sitului în cadrul regional, localităţi şi distanţe faţă de zone turistice apropiate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

16. PARCUL NAŢIONAL CHEILE BICAZULUI - HĂŞMAŞ. DELIMITARE ŞI ZONARE

Din punct de vedere legislativ, actul care a permis declararea unui sector al Munţilor Hăşmaşului drept Parc Naţional, a fost Ordinul Ministerului Apelor, Pădurilor şi Protecţiei Mediului nr. 7/27.01.1990, referitor la înfiinţarea parcurilor naţionale în România, confirmat prin Legea 5/2000 privind „Planul de amenajare a teritoriului naţional - Secţiunea a III-a - zone protejate". Completarea legislaţiei s-a făcut prin Hotărârea de Guvern nr. 230/2003, privind delimitarea rezervaţiilor biosferei, parcurilor naţionale şi parcurilor naturale cu constituirea administraţiilor acestora, sens în care Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş, ca arie naturală protejată, este de interes naţional şi corespunde cerinţelor categoriei a II-a prevăzute de Uniunea Internaţională pentru Conservarea Naturii (IUCN).

Cerinţele prevăzute de IUCN pentru categoria a II-a de rezervaţii se referă la areale extinse, cu peisaje naturale cărora trebuie să li se ofere protecţia ecosistemelor de interes ştiinţific, educaţional şi turistic-recreaţional. În acest context, Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş este o arie naturală protejată pentru conservarea biodiversităţii şi a peisajului, a speciilor valoroase, pentru promovarea ecoturismului şi pentru conştientizarea şi educarea publicului în spiritul respectului pentru natură; pe lângă raritătile floristice, faunistice şi peisagistice, el include şi o paletă largă de valori naturale de ordin geologic, geomorfologic, dar şi cultural şi istoric.

În conformitate cu legislaţia din România, respectiv Legea 9/1973, Legea 137/1995, Legea 5/2000 şi Legea 462/2001, statut de Parc Naţional au suprafeţele de uscat care păstrează încă nemodificat cadrul natural cu substratul geologic, relieful, flora şi fauna lor, destinate cercetării ştiinţifice, demersului instructiv-educativ, ca şi recreării şi turismului.

Integrarea în Comunitatea Europeană a făcut ca România să subscrie la numeroase convenţii şi reglementări internaţionale privind protecţia mediului, ceea ce a dus în ultimii ani la extinderea reţelei de arii protejate. Ca urmare, deşi România ocupă doar 2,4% din suprafaţa Europei, ea concentrează totuşi 162 de arii ecologice, 450 de unităţi edafice, aproximativ 500 tipuri de pădure cu cca 3600 de specii de fanerogame, dintre care 127 endemice (40% din flora Europei), 5000 de specii de animale şi 497 de specii minerale, reprezentând 25% din diversitatea mineralogică a planetei.

Conform prevederilor OUG nr. 57/20.06.2007 privind „regimul ariilor prote-

jate, conservarea habitatelor naturale, a florei şi faunei sălbatice", Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş face parte din categoria parcurilor care au drept scop protecţia şi conservarea unor eşantioane reprezentative pentru spaţiul biogeografic naţional, cuprinzând elemente naturale de valoare deosebită din punct de vedere fizico-geografic, floristic, faunistic, hidrologic, geologic, paleontologic, speologic, pedologic sau de altă natură, oferind posibilitatea vizitării în scopuri ştiinţifice, educative, recreative şi turistice.

Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş este situat pe raza administrativă a judeţelor Neamţ şi Harghita, iar geografic se plasează în partea centrală a Munţilor Hăşmaş, cu o extindere de cca 20 km pe direcţie nord-sud, lăţimea variind între 3 şi 5 km, având maximum de 10 km în lungul Bicazului, între izvoarele Licaşului şi gura Şugăului.

Suprafaţa totală a Parcului este de 6793,64 ha din care 3649 ha, adică aproape 54%, revin Judeţului Neamţ şi 3144 ha, respectiv 46%, judeţului Harghita. Extremitatea nordică a Parcului se suprapune pe zona Lacului Roşu şi a Cheilor Bicazului, în timp ce partea centrală şi sudică corespunde cu masivele Ghilcoş, Hăşmaşul Negru, Telecul Mare, Telecul Mic, Hăşmaşul Mare şi Fratele. În esenţă, aria sa corespunde fidel cu masivele calcaroase aparţinând corpului principal al Pânzei transilvane de Hăşmaş.

Limitele Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş (*Anexa I*) sunt cât se poate de sinuoase. Pe marginea nordică, limita pleacă din Vârful Licaşului (1675 m), trece prin Suhardul Mare (1504 m), de unde încadrează masivele Suhărzel (1345 m), Cupaş (1092 m), Bardos (1273 m) şi Bârnadu (1096 m), ca apoi să coboare în lungul Şugăului, până în zona de confluenţă a acestuia cu Bicazul.

De la gura Şugăului limita estică lasă lateral cariera de calcar a fabricii de Ciment din Bicaz şi se retrage brusc spre vest înconjurând pe la sud masivele calcaroase Piatra Surducului (1077 m), Surducel (1068 m) şi Făgetul Ciucului (1264 m) după care se dirijează spre sud pe stânga Bicăjelului până la izvoare, pe o distanţă de 15 km; pe această distanţă ea urmăreşte de fapt frontul Pânzei transilvane de Hăşmaş, materializat de abrupturile Ghilcoşului, Hăşmaşului Negru, Telecului Mare şi Fratele.

De la obârşia Bicăjelului, limita sudică se îndreaptă, prin Vârful Tarcăului (Terkö-1462 m), pe direcţia sud-vest până la izvoarele Pârâului lui Balint, afluent al Galkutului. De la obârşia Pârâului lui Balint, limita vestică a parcului trece pe la izvoarele pâraielor Simina, Covaci, Naghyag şi Fagul Oltului, afluenţi de stânga ai Oltului din zona oraşului Balan. Pe acest traseu, parcul cuprinde nu numai aria calcaroasă a Pânzei de Hăşmaş, ci şi banda de dolomite triasice din autohtonul bucovinic, aparţinând flancului intern al sinclinalului mezozoic.

De la Pârâul Fagul Oltului, limita se retrage brusc spre est, formând golful de la Poiana Albă şi Pârâul Sec, de unde, pe la izvoarele Pârâului Oii, continuă spre nord prin versantul drept al acestei văi, traversînd Jgheabul Cherecului; de aici, ea înconjoară pe la vest Masivul Ghilcoşului (1408 m), traversează coada Lacului Roşu, de unde se dirijează în lungul Pârâului Licaş până în vârful cu acelaşi nume.

Pe această ultimă porţiune, limita vestică a Parcului lasă în afara lui masivele dolomitice de la Ciofronca (1607 m), Muntele Calului (1626 m) şi Danturaşul (1624 m).

Între aceste limite, suprafaţa Parcului este împărţită în patru zone de interes, şi anume :

1. Zona de protecţie strictă. Cu o suprafaţă de 395,7 ha (tabel 16.1), ea este de mare importanţă ştiinţifică şi cuprinde sectoare sălbatice, în care n-au existat intervenţii antropice, dar în care se pot accepta, cu unele limitări, activităţi de cercetare, educaţie şi ecoturism. În această categorie se integrează parte din Hăşmaşul Negru şi zona Lacului Roşu cu parcele silvice, aparţinând Ocolului Silvic Tulgheş şi Ocolului Silvic Bicaz.

2. Zona de protecţie integrală. Acesteia îi revin 4654,19 ha şi cuprinde cele mai valoroase elemente ale patrimoniului natural din interiorul Parcului, în cadrul ei fiind interzisă orice formă de exploatare sau utilizare a resurselor naturale şi a terenurilor, fiind însă acceptate activităţi educative şi ştiinţifice, de ecoturism şi de utilizare raţională a pajiştilor. În această zonă se integrează parcele ale ocoalelor silvice Tulgheş, Bicaz, Gheorgheni şi Ciuc, precum şi Păşunea Mieilor-Poiana Albă, păşunile 7 şi 10 Curmătura, Păşunea Trei Fântâni-Terkö; acestora li se adaugă Cheile Bicazului, zona avenului Licaş şi Cheile Şugăului.

3. Zona de conservare durabilă (tampon). Reprezintă un perimetru de 1668,03 ha în care sunt permise activităţi de gospodărire şi valorificare a resurselor naturale, cu respectarea principiilor de utilizare durabilă. Activităţile permise sunt de ordin ştiinţific, instructiv-educativ şi de ecoturism, cele din urmă numai dacă nu necesită realizarea de construcţii-investiţii. Cele care privesc valorificarea resurselor naturale se referă la utilizarea raţională a pajiştilor pentru cosit sau păşunat, pe suprafeţele, în perioadele şi cu speciile şi efectivele avizate de administraţia Parcului, aşa încât să nu fie afectate habitatele naturale şi speciile de floră şi faună. Se mai admit activităţi tradiţionale de utilizare şi a altor resuse naturale regenerabile, în limita capacităţii productive şi de suport al ecosistemelor.

Această zonă cuprinde parcele silvice în perimetrul Lacului Roşu, în zona Licaşului, Cupaşului, Trei Fântâni, Ghilcoş, Hăşmaşul Mare şi Tarcău (Terkö) şi păşunile de la Gaura Licaşului, Cupaşul Mic, Trei Fântâni şi de la Câmpul Gropii-bazinul Pârâului Balint.

4. Zona de dezvoltare durabilă. Pe aria acesteia, cu o suprafaţă de numai 75,72 ha, este permisă o paletă largă de activităţi, inclusiv tradiţionale, dar cu respectarea principiului de utilizare durabilă a resurselor naturale şi de prevenire a oricăror efecte negative semnificative asupra peisajului şi biodiversităţii. Activităţile permise se referă la investiţii-dezvoltare, cu prioritate de interes turistic, dar cu respectarea principiilor de dezvoltare durabilă, cultivarea terenurilor agricole, creşterea animalelor, cele din urmă cu respectarea legislaţiei privind sistemul de agricultură ecologică. În mare, ea include intravilanul Staţiunii Lacu Roşu, exceptând parcelele silvice care aparţin de zona tampon, intravilanul comunei Bicaz Chei din zona de intrare în Chei şi parte din extravilanul acesteia.

Tabelul 16.1. Zonarea internă a Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş (după planul de management elaborat de Administraţia Parcului)

ZONA	Supr. în jud. Neamţ (ha)	Supr. în jud. Harghita (ha)	Total (ha)
Zona cu protecţie strictă	365,30	30,40	395,70
Zona cu protecţie integrală	2211,83	2442,36	4654,19
Zona de conservare durabilă	1055,53	612,50	1668,03
Zona de dezvoltare durabilă	16,50	59,22	75,72
Suprafaţa totală	3649,16	3144,48	6793,64

16.1. Conspectul siturilor din patrimoniul natural al Parcului şi al zonelor adiacente

Acestea au fost descoperite pe parcursul celor aproape două secole de investigaţii geologice şi geografice efectuate în zonă şi constituie suportul imaginii stratigrafice, tectonice, dar şi geomorfologice a zonei cristalino-mezozice, cea mai veche unitate structurală a Carpaţilor Orientali. În acelaşi timp, aceste situri au fost şi rămân elementele de sprijin ale demersului instructiv şi al unui turism activ, dar mai ales cultural.

O primă categorie o reprezintă siturile paleontologice, care se referă, de fapt, la punctele fosilifere ce au stat la baza stabilirii vârstei stratigrafice a diverselor formaţiuni aparţinând Pânzei transilvane de Hăşmaş, Pânzei Bucovinice şi Pânzei Sub-bucovinice. Valoarea ştiinţifică a siturilor paleontologice nu este numai de ordin biostratigrafic, dar reprezintă şi un important sprijin în reconstituirile condiţiilor de sedimentare, paleobatimetrice şi paleomediale. O importanţă deosebită au apoi unele aflorimente de natură petrografică sau unele elemente de ordin tectonic-structural, precum ferestrele şi semiferestrele tectonice, lambourile de acoperire, peticele de rabotaj, cu o certă valoare ştiinţifică pentru paleogeografia şi conturarea evoluţiei geologice a regiunii. Aceeaşi valoare ştiinţifică o au şi elementele de relief, în cazul de faţă exo- şi endocarstul, hidrogeologice, ca şi zestrea floristică şi faunistică a acestei regiuni montane. Dacă din siturile geologice, cele paleontologice se repartizează pe unităţi de şariaj, celelalte elemente ale patrimoniului natural sunt comune şi sunt rezultatul evoluţiei geologice a regiunii de la depunerea conglomeratelor postectonice şi până în vremurile actuale.

Menţionăm că prezentarea siturilor din cadrul Parcului sau a celor din imediata vecinătate a acestuia, dar cu egală valoare ştiinţifică, nu va urma modelul de catalog propus de unii autori, ci va cuprinde mare parte din elementele necesare unei asemenea fişe prin trimiterile la capitolele cărţii consacrate litostratigrafiei, cronostratigrafiei şi tectonicii formaţiunilor, referitoare la cele trei unităţi de şariaj din structura sinclinalului, ca şi la cele care abordează aspectele fizico-geografice ale acestei unităţi montane.

16.1.1. Pânza transilvană de Hăşmaş

Formaţiunea de Werfen de la Poiana Albă. Triasicul Pânzei de Hăşmaş nu prezintă nicăieri în zonă vreo succesiune litologică cu faună care să ateste prezenţa etajelor sale, ci se întâlneşte numai în masa wildflysch-ului cretacic sub formă de blocuri olistolitice, exclusiv calcaroase, cu faună indicând Werfenianul, Ladinianul şi Carnian-Norianul.

Wildflysch-ul cretacic care aflorează în fereastra tectonică de la Poiana Albă, între Telecul Mare, Telecul Mic şi Hăşmaşul Negru, înglobează frecvente blocuri de calcare cu o faună de bivalve şi gasteropode atestând Triasicul inferior în faciesul de Werfen. Fauna de Werfen a fost determinată din blocuri provenite, mai precis, din wildfysch-ul de la obârşiile Pârâului Sec, Pârâului Oii şi de la izvoarele Pârâului Ciofronca. După observaţiile lui Săndulescu (1975) fauna de tip Werfen determinată de Herbich (1878) şi Băncilă (1941) de la obârşia Pârâului Ciofronca provine dintr-o succesiune de calcare şi marne nisipoase care formează aici un mic petic de rabotaj prins sub masa calcarelor din Telecul Mic (1600 m). Ivirea de wildflysch de la Poiana Albă este străbătută pe direcţie nord-sud de poteca marcată, ce urcă din valea Pârâului Oii şi duce la Curmătura.

Detalii de ordin petrografic şi paleontologic în subcapitolul 3.2.3., paginile 40-41 şi subcapitolul 3.3.3., paginile 116-118 şi tabelul 3.15, foto 9.6.

Liasicul de Adneth de la Curmătura. Situl reprezentând Liasicul în cunoscutul facies de Adneth din Alpi se localizează la obârşia Pârâului Sec, sub înşeuarea dintre Fratele şi Piatra Singuratică, pe poteca ce coboară spre Balan prin Pârâul Covaci.

Pe această potecă, înainte de a se ajunge la cabana de sub Piatra Singuratică, se întâlneşte un izvor, indicat în text şi de către Herbich (1878). Lateral acestuia, la altitudinea de 1410 m, culoarea roşie a deluviului de pantă trădează prezenţa acestui Liasic argilos, cu caracter de mare adâncă, cu o faună de amoniţi şi nautiloidee descrisă mai întâi de către Herbich (1878) şi completată ulterior de Vadasz (1915). Caracterul olistolitic, alohton, al acestor depozite a fost bănuit mai întâi de către Haug (1921) şi apoi de Patrulius (1960).

Detalii de ordin litologic, paleontologic, biostratigrafic şi facial, în subcapitolul 3.2.3 şi 3.3.3, paginile 78 şi 118-119, tabelul 3.14 (pag. 120).

Formaţiunea cu *acanthicum* de la Ghilcoş (Kimmeridgian-Tithonic inferior). Situl în discuţie reprezintă, în fapt, un cuib fosilifer situat în abruptul nord-vestic al masivului calcaros al Ghilcoşului ce a fost descoperit în anul 1866 de către Herbich. În descoperirea făcută de către geologul austriac, Schloenbach (1868) a recunoscut Kimmeridgianul în faciesul Stratelor cu *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL) specific pentru Jurasicul superior din Alpi.

Prin bogăţia în amonoidee, punctul fosilifer de la Ghilcoş (foto 9.12) a atras în timp un mare număr de cercetători, ce i-au subliniat valoarea excepţională, Ghilcoşul ajungând să fie citat în toate tratatele de stratigrafie din lume. De altfel,

avansul valoric al cuibului fosilifer de la Ghilcoş faţă de celelalte localităţi din Europa unde se citează faciesul Stratelor cu *acanthicum* (Tirolul de Sud, Salzkammergut, Sicilia, Franţa, Elveţia sau Carpaţii Nordici) a fost subliniat încă de la finele secolului al XIX-lea.

Este suficient să amintim că macrofauna din acest sit paleontologic, descoperită şi descrisă până în prezent, numără 175 de specii de amoniţi, 15 forme de aptychi, 3 de nautiloidee, 2 de belemnoidee, 4 de gasteropode, 6 de brachiopode, 15 de bivalve şi 8 de echinoidee. Microflora şi microfauna cuprind, de asemenea, 10 specii de alge şi 57 de foraminifere, la care se mai adaugă dinţi de peşti, resturi şi impresiuni de plante terestre.

Statistica arată că din acest nivel de calcare fosilifere de sub Masivul Ghilcoş, s-au descris până la ora actuală 307 taxoni, dintre care 40 de genuri şi specii sunt noi pentru ştiinţă; dintre acestea 33 sunt amonoidee ce-şi au holotipurile în acest zăcământ fosilifer. Trebuie să menţionăm că există autori (Grigore, 2002) care au propus, de altfel, ca succesiunea din Ghilcoş cu fauna sa de excepţie să constituie pentru Jurasicul superior european, hipostratotipul limitei Kimmeridgian-Tithonic. În concluzie, considerăm că situl paleontologic de la Ghilcoş rivalizează ca valoare ştiinţifică cu celelalte două elemente de excepţie din peisajul Parcului Naţional, respectiv Lacu Roşu şi Complexul Cheilor Bicazului.

Detalii de ordin petrografic, paleontologic şi biostratigrafic asupra sitului, în subcapitolul 3.2.3, paginile 80-82 şi figurile 3.28 şi subcapitolul 3.3.3, paginile 122-134 şi tabelele 3.18 şi 3.19, foto 9.12.

Formaţiunea cu *acanthicum* de la Ciofronca. Reprezintă al doilea punct din sinclinalul Hăşmaşului în care se dezvoltă Kimmeridgianul în faciesul Stratelor cu *acanthicum*, fiind descoperit tot de către Herbich.

Aflorimentul se află, de fapt, în capătul nordic al Masivului Telecul Mic (1600 m), la obârşia Pârâului Oii şi Pârâului Ciofronca, ultimul afluent al Oltului, neavând nici o legătură cu vârful dolomitic al Ciofroncăi (1607 m) de mai la nord. Aici, succesiunea kimmeridgian-tithonică, respectiv Strate cu *acanthicum*-Calcare de Stramberg, este dublată prin solzificare după o falie de decroşare cu direcţie vest-est cu caracter post-paroxismal, fapt demonstrat de antrenarea şi a termenilor mai vechi, respectiv wildflysch-ul, doggerul, dolomitele triasice şi cristalinul de Bretila-Rarău din flancul intern al sinclinalului.

La Ciofronca lipseşte variaţia litologică ce apare în succesiunea de la Ghilcoş, aici predominând calcarele nodulare roşii. Conţinutul faunistic al acestui sit paleontologic este mult mai redus, iar fauna citată de către Herbich (1878), Neumayr (1873), Preda şi Pelin (1965) şi Preda (1973) a fost revizuită sistematic, în ultimul timp, de către Grigore (2002). Ea cuprinde 67 de specii de amonoidee, 2 de nautiloidee, o specie de belemnoidee, 5 specii de aptychi, 4 de brachiopode, 6 de bivalve şi 2 de echinoidee. Trebuie menţionat faptul că depozite similare Formaţiunii cu *acanthicum*, dar mai slab fosilifere mai apar în două puncte, şi anume în serpentinele mari ale Cheilor (fig. 5.5), în aval de tunel şi în zona fostei cabane „Cheile Bicazului", sub peticul de acoperire din Muntele Cupaş, unde se

dispun pe diabaze şi bazalte amigdaloide cu structură de pillow-lava (fig. 4.3-4.5).

Kimmeridgianul cu brachiopode de la obârşia Pârâului Fagul Oltului. Faciesul Stratelor cu *acanthicum* al Kimmeridgianului nu se menţine pe întreaga arie a seriei translivane alohtone. În cadrul acestei serii, cel mai frecvent, Kimmeridgianul este reprezentat prin calcare pelitomorfe roşii cu *Saccocoma*, brachiopode şi, mai rar, amoniţi şi belemniţi.

Reprezentativă pentru acest tip facial este succesiunea Kimmeridgianului de la obârşia Pârâului Fagul Oltului, care separă masivul Hăşmaşului Mare (1792 m) de masivul Piatra Roşie (1581 m). Nivelul fosilifer se află în abruptul din stânga pârâului amintit, la cca 100 m cum se coboară din ulucul depresionar de la Poiana Albă (1500 m altitudine) ce se interpune între Telecul Mare, la est şi masivele Piatra Roşie-Telecul Mic, la vest.

Este vorba de un nivel de calcare roşii de 2-3 m grosime, plin cu brachiopode din grupul mare al *Rhynchonellide*-lor, dar şi din genurile *Nucleata* şi *Terebratulina*. Frecvenţa mare au formele de *Lacunosella*, care dau calcarului un veritabil aspect lumaşelic. Ceea ce este de remarcat cu totul excepţional pentru această faună de brachiopode, este conservarea stratului sidefos la toţi indivizii şi uşurinţa cu care exemplarele pot fi detaşate din rocă. Este de remarcat, de asemenea, raritatea amoniţilor, dar şi a belemniţilor în aceste calcare, forme ce cu greu pot fi detaşate. Vârsta kimmeridgiană a acestor calcare a fost dovedită microscopic prin identificarea microfaciesului cu *Saccocoma* (Grasu, 1971).

Detalii privind alte informaţii asupra acestui sit paleontologic în subcapitolul 3.3.3, paginile 132-134 şi tabelul 3.20.

Fauna Calcarelor de Stramberg de pe Pârâul Oii (Tithonic). Primele specii determinate din Calcarele de Stramberg tithonice le datorăm lui Herbich (1878), ele fiind recoltate din Masivul Ghilcoş. Ulterior Vadasz (1915) a completat lista cu exemplare din diverse puncte ale Cheilor Bicazului recoltate de autor cu ocazia construirii şoselei în vremea Primului Război Mondial. Lista faunelor din cele două zone a fost completată de către Jekelius (1921), Preda şi Pelin (1964) şi apoi Dragastan (1975).

Cea mai bogată asociaţie de faună din calcarele de Stramberg a fost determinată însă de către Grasu (1971) de pe Pârâul Oii, care devine astfel, cel mai important punct fosilifer din formaţiunea în discuţie. Situl paleontologic respectiv se găseşte în versantul drept al Pârâului Oii, la cca 1,5 km de confluenţa acestuia cu Pârâul Ghilcoş din aval; calcarele fosilifere de aici reprezintă, de fapt, capătul nordic al Hăşmaşului Negru.

În general, în calcarele de Stramberg, amonoideele sunt extrem de rare, frecvenţa cea mai mare având-o bivalvele, brachiopodele şi uneori gasteropodele din genul *Nerinea*. Situaţia este aceeaşi şi în punctul fosilifer de pe Pârâul Oii, unde pe primul loc se află bivalvele urmate de brachiopode; s-au determinat de aici aproape 80 de specii (Grasu,1971).

Deşi macrofauna Calcarelor de Stramberg din Hăşmaş cuprinde un număr

destul de mare de specii fosile (tabel 3.19), totuşi ea nu ajunge încă la bogăţia calcarelor tithonice de la Stramberg, localitatea stratotip, de unde s-au determinat peste 600 de taxoni (tabel 16.2). Calcarele de Stramberg din Munţii Hăşmaşului se apropie ca facies şi număr de specii mai degrabă de klippele din Carpaţii Nordici de la Inwald şi Wozniki (Blaschke, 1911; Woycik, 1913, Ksiazkiewicz, 1963; Patrulius, 1966).

Detalii în subcapitolul 3.2.3, paginile 82-84 şi figura 3.31 şi subcapitolul 3.3.3, paginile 134-138 şi tabelele 3.21 şi 3.22.

Tabelul 16.2. Conţinutul faunistic al calcarelor tithonice din Hăşmaş, comparativ cu cele de la Stramberg şi din unele klippe din Carpaţii Nordici

Nr. crt	Clase	Hăşmaş	Stramberg	Carpaţii Nordici		
				Kruhel	Wozniki	Inwald
1	Peşti	1	1	1	-	
2	Crustacei	1	34	7	14	-
3	Cephalopode	2	60	13	4	-
4	Gasteropode	11	140	83	-	-
5	Bivalve	34	154	82	20	11
6	Brachiopode	29	39	28	17	2
7	Echinoderme	3	41	9	-	8
8	Corali	3	100	-	-	1
9	Spongieri	-	38	-	-	-
	Total	79	607	223	55	22

Situl paleontologic de pe Pârâul Cherecului. Punctul fosilifer de pe Pârâul Cherecului se localizează la cca 800 m amonte de confluenţa acestuia cu Bicăjelul. El se află în versantul stâng al văii, în apropierea drumului de căruţă şi a fost pus în evidenţă de Grigore şi Lazăr (2008). Este vorba de calcare cenuşii-gălbui, pelitomorfe cu intercalaţii de calcare roşii, mai argiloase, cu aspect marnos. Acestea din urmă cantonează o bogată faună de gasteropode, respectiv *Nerineidae* şi subordonat brachiopode şi bivalve; frecvenţa mare a *Nerineidae*-lor le conferă, după observaţia autorilor, un aspect lumaşelic. Deşi neprelucrată încă, autorii apreciază că este vorba de o faună jurasic superioară, respectiv de Tithonic în faciesul Calcarelor de Stramberg. Bănuim că aici este vorba de acelaşi nivel fosilifer cu *Nerineidae* din Calcarele de Stramberg, care la izvoarele Pârâului Fagul Oltului urmează calcarelor roşii kimmeridgiene cu *Lacunosella*.

Neocomianul fosilifer din Hăşmaşul Negru. Prezenţa unor depozite care stratigrafic fac trecerea de la Jurasic la Cretacic în această regiune a fost sesizată încă de Atansiu (1958). Ele apar pe harta autorului privind zona Lacu Roşu-Cheile Bicazului şi sunt figurate în Hăşmaşul Negru, dar atribuite Cretacicului inferior cu semnul întrebării.

În ele, Grasu (1969, 1970) a descoperit o faună de amoniţi şi bivalve, evidenţiind şi microfaciesul cu *Tinntinidae* ce dovedeşte că într-adevăr aceste calcare şi calcare argiloase cu aspect marnos revin Neocomianului dezvoltat aici în facies pelagic. Punctul fosilifer se află mai precis în aflorimentul de calcare din

şaua situată între cotele 1626 şi 1669 m, de unde continuă în abruptul sudic al Hăşmaşului Negru din porţiunea Pârâului Sec, afluent al Bicăjelului (fig. 5.4.). De consemnat că în abruptul Hăşmaşului Negru, Neocomianul se evidenţiază de la mare distanţă prin caracterul său bine stratificat, contrastând clar cu masivitatea calcarelor tithonice şi urgoniene care-l încadrează în bază şi în partea superioară.

Un aspect important al descoperirii acestui cuib fosilifer a fost, în plus, faptul că a dat posibilitatea separării cartografice a Tithonicului subjacent de Urgonianul de la partea superioară a stivei de calcare, groasă de cca 600 m, care anterior se atribuia exclusiv Jurasicului superior.

Detalii în subcapitolul 3.2.3., paginile 84-86, figura 3.30 şi subcapitolul 3.3.3, paginile 138-143 şi tabelul 3.23.

Neocomianul fosilifer din Masivul Ghilcoş. În masivul Ghilcoşului, Neocomianul fosilifer a fost pus în evidenţă de către Dragastan (1975) şi cuprinde, după el, Berriasianul, cu grosime de 30-40 m, peste care urmează Valanginianul şi Hauterivianul, care depăşesc 100 m. În timp ce partea inferioară a Neocomianului este de tip pelagic şi bine stratificat, în partea lui superioară calcarele sunt masive şi au caracter neritic-recifal.

Neocomianul din acest punct fosilifer include o macrofaună cu gasteropode şi bivalve, în timp ce, microfacial, Dragastan (1975) a evidenţiat o bogată floră algală şi foraminifere, din care multe sunt specii noi pentru ştiinţă, avându-şi aici holotipurile. La Ghilcoş Neocomianul aflorează la partea superioară a abruptului nordic şi nord-vestic al masivului, de-a lungul potecii ce pleacă din drumul spre Trei Fântâni-Bicăjel şi duce la Gropile. Calcarele neocomiene se trădează prin stratificaţie bună şi prezenţa faunei, în special de gasteropode în care specia de *Leviathania leviathan* este cea mai frecventă.

Siturile cu faună urgoniană din Telecul Mare, Hăşmaşul Mare şi Bardos. În coloana seriei calcaroase alohtone aparţinând Pânzei transilvane de Hăşmaş, separarea cartografică a Tithonicului de Neocomian şi Urgonian s-a făcut destul de târziu, respectiv după descoperirea faunelor specifice Cretacicului inferior (Preda şi Pelin, 1962, 1964; Grasu, 1969, 1970; Dragastan, 1975; Săndulescu, 1975).

Dacă parte din Neocomian se detaşează nu numai prin faună, dar şi prin caracterul său bine stratificat, calcarele urgoniene au aceeaşi masivitate ca şi cele de Stramberg, de care se deosebesc prin prezenţa destul de frecventă a resturilor de pachiodonte. În unele cazuri, abundenţa cochiliilor este suficient de mare pentru a le conferi un aspect lumaşelic. Un astfel de nivel fosilifer se observă pe versantul nord-vestic al masivului Telecul Mare, spre Poiana Albă, pe curba de nivel de 1600 m. Acelaşi nivel se păstrează şi în Hăşmaşul Mare, chiar în marginea abruptului vestic dinspre valea Pârâului Fagul Oltului, la cca 1650 m altitudine.

Secvenţe de calcare lumaşelice cu *Requenia* şi *Toucasia* pot fi examinate şi în Masivul Bardosului, în zona îngustului platou calcaros situat între intrarea Pârâului Lapoş în Chei şi pe Pârâul Bârnadului; menţionăm că pe harta geologică

scara 1:50.000 foaia Dămuc, în Masivul Bardosului, Urgonianul nu este figurat cartografic, calcarele fiind atribuite în exclusivitate Tithonic-Neocomianului. Este interesant de consemnat că Bardosul constituie zona în care îşi au holotipurile genurile şi speciile noi pentru ştiinţă *Cayeuxia piae* şi *Cayeuxia moldavica*, descrise de aici încă din 1938 de către Frollo.

Detalii petrografice, macro- şi microfaunistice şi paleomediale în subcapitolul 3.2.3, pagina 86 şi fig.3.33 şi subcapitolul 3.3.3, paginile 143-144 şi tabelul 3.24.

16.1.2. Pânza Bucovinică

Siturile cu faună triasică de la Ciofronca şi Pârâul Calului. Orizontarea depozitelor triasice ale autohtonului bucovinic din sinclinalul Hăşmaşului a început odată cu descoperirea faunei de la Azodu Mare de către Atanasiu (1928). Acest afloriment se află, însă, în Munţii Giurgeului, la vest de Putna Întunecoasă. Nivelul fosilifer de Azodu Mare a fost ulterior identificat şi pe aria Munţilor Hăşmaş, şi anume la Ciofronca şi la confluenţa Pârâului Calu cu Pârâul Piatra Roşie.

Sub Vârful Ciofronca (1607 m), depozitele campiliene sunt deschise pe cca 6 m, dar nu şi contactul lor cu Seisianul rudito-arenitic din bază; petrografic, sunt calcare şi marne în plăci cu aspect satinat, cu intercalaţii subţiri de gresii fine. Fauna acestor depozite este constituită din bivalve şi rare gasteropode. Este cel mai cunoscut punct fosilifer din zona Hăşmaşului, din care s-a determinat cea mai cunoscută faună werfeniană (Băncilă, 1941; Preda şi Pelin, 1963; Turculeţ, 1967).

Pe Pârâul Calului, punctul fosilifer din acelaşi nivel al Campilianului se află pe versantul stâng, la cca 100 m de confluenţa cu Pârâul Piatra Roşie; fauna descrisă de aici este similară celei de la Ciofronca, iar punctul fosilifer a fost indicat, de altfel, încă de Atanasiu. La fauna descrisă anterior (Grasu 1971), s-a adăugat în ultimii ani şi o asociaţie microfaunistică ce indică aceeaşi vârstă triasic inferioară (Grasu et al., 1995; Popescu, 2003). Punctele respective sunt cu atât mai importante cu cât restul dolomitelor şi calcarelor din stiva triasică a Hăşmaşului sunt lipsite de macrofaună.

Detalii asupra petrografiei şi faunei sunt prezentate în subcapitolul 3.2.2, paginile 41-45, figurile 3.9-3.11 şi subcapitolul 3.3.2, paginile 89-91 şi tabelul 3.7.

Liasicul de pe Pârâul Ghilcoş şi de la obârşia Pârâului Oii. Pe Pârâul Ghilcoş, situl paleontologic la care ne referim se află la cca 500 m amonte de confluenţa cu Pârâul Oii. Aici, fauna liasică este cantonată în calcare roşii ferolitice ce nu depăşesc 1 metru grosime, care colmatează un paleorelief, de fapt paleocarst, grefat în masa calcarelor şi dolomitelor triasic superioare.

Aflorimentul fosilifer a fost descoperit de către Atanasiu (1928), iar fauna descrisă mult mai târziu de Răileanu (Răileanu şi Atanasiu, 1950). Asociaţia determinată până în prezent din acest afloriment, include câteva specii de belemniţi şi amoniţi, dar cuprinde numeroase bivalve şi brachiopode, la care se adaugă şi o microfaună bogată (Pelin, 1967; Grasu şi Turculeţ, 1967, 1970; Grasu, 1971). Na-

tura petrografică a depozitelor, ca şi tipul de faună demonstrează că aici suntem în prezenţa unui corespondent al Liasiculuii în facies de Hierlatz din Alpii Orientali.

Importanţa acestui sit rezidă nu numai în raritatea acestui tip de depozite din suita autohtonului bucovinic, dar mai ales în faptul că modul lui de zăcământ ilustrează un tip particular de discordanţă, respectiv o discordanţă cu relief îngropat, rezultat al intervenţiei tectogenezei eocimmeriene de la finele Triasicului (fig. 3.13, 3.18, 3.19).

Calcarele roşii ferolitice revin, din punct de vedere stratigrafic, Sinemurian-Carixianului şi sunt urmate aici de marne nisipoase şi gresii moi, muscovitice, de doar 4-5 m grosime, dar foarte fosilifere, cuprinzînd rari amoniţi, belemniţi numeroşi, brachiopode din genul *Spiriferina* şi, subordonat, bivalve (Preda şi Pelin, 1968; Grasu, 1971). Aceste depozite reprezintă Liasicul mediu (Domerian), care nu se mai întâlneşte în sinclinalul Hăşmaşului decât pe Pârâul Rana Mare din bazinul superior al Trotuşului (Grasu şi Turculeţ, 1978). Valoarea acestui punct fosilifer este cu atât mai mare cu cât, aici, Domerianul suportă la rândul lui un pachet de calcare grezoase cu faună doggeriană, bogată în bivalve, brachiopode, rare exemplare de belemnoidee şi amoniţi.

Acelaşi Liasic în facies de Hierlatz a mai fost evidenţiat în ultimul timp de către Grigore şi Lazăr (2009) la izvoarele Pârâului Oii, într-o succesiune de dolomite triasice, Dogger şi jaspuri, consemnată, de fapt, cartografic, încă din 1975 de către Săndulescu; fauna, neprelucrată încă, este formată mai ales din belemnoidee şi bivalve.

Detalii petrografice, biostratigrafice şi paleomediale sunt prezentate în subcapitolul 3.2.2, paginile 46-49, figurile 3.13-3.16 şi subcapitolul 3.3.2, paginile 92-95, tabelele 3.8 şi 3.9.

Doggerul fosilifer de la Lacu Roşu. A fost identificat de Preda (1976) după indicaţiile lui Atanasiu (1958). După autor, este vorba de o succesiune de calcare dispuse peste dolomitele triasice de pe stânga Lacului, imediat în aval de păstrăvăria de la gura Licaşului. Asociaţia de macrofaună este destul de bogată şi include în primul rând brachiopode, apoi bivalve, rari amoniţi, belemniţi şi echinide. Reţinerea ca sit paleontologic a acestui afloriment este cu atât mai importantă cu cât de aici s-au determinat cele mai multe forme doggeriene din întreaga zonă a Hăşmaşului, excluzând faunele citate de Herbich (1878), Vadasz (1915) şi Jekelius (1921) despre care, prin lipsa localizării, nu se ştie încă dacă aparţin autohtonului bucovinic sau seriilor alohtone.

Detalii au fost prezentare în subcapitolul 3.2.2., paginile 51-53, figurile 3.20 şi subcapitolul 3.3.2, paginile 96-97, tabelul 3.10.

Aflorimentele fosilifere din wildflysch-ul de pe Pârâul Oii. În aria wildflysch-ului din bazinul Pârâului Oii s-au evidenţiat, de-a lungul vremii, două aflorimente cu faună cretacică, unul în versantul drept, la Izvorul lui Paleu, în gresii moi, micacee şi un altul pe stânga, cca 200 m în amonte, în calcaro-gresii extrem de dure, intercalate într-o succesiune de conglomerate preponderent calcaroase.

În ambele puncte fauna este constituită în exclusivitate din bivalve şi gasteropode, mai ales *Nerineidae* şi pachiodonte cu valva robustă din genul *Toucasia*. Aceste aflorimente au furnizat cea mai mare parte din fauna care se cunoaşte astăzi în depozitele de wildflysch. Este interesant de reamintit că o lungă listă de fauna din aceleaşi depozite a fost dată de Noszky (1950) din wildflysch-ul de la Piatra Luciului, faună care n-a mai fost regăsită ulterior de nici un alt autor.

Detalii au fost prezentate în subcapitolul 3.3.2, paginile 106-115 şi tabelele 3.13 şi 3.14.

Bazaltele din zona fostei cabane „Cheile Bicazului". Aflorimentul de bazalte se localizează în malul stâng al Bicazului, la cca 200 m amonte de fosta cabană „Cheile Bicazului", mai sus de tunel (foto 4.1-4.4). Corpul respectiv aparţine unui petic de rabotaj prins sub lamboul de acoperire al Cupaşului, situându-se între calcarele roşii cu faună de tip *acanthicum* din baza acestuia şi wildflysch-ul cretacic subjacent.

Bazaltele amigdaloide, parţial spilitizate, reprezintă vestigii ale vechii scoarţe oceanice din riftul tethysian, zona de origine a suitei malm-urgoniene, aparţinând Pânzei transilvane de Hăşmaş. Aşadar, magmatitele bazice de aici au o semnificaţie deosebită din punct de vedere geotectonic, dar şi paleogeografic, fiind în acelaşi timp şi cel mai mare afloriment din sinclinalul Hăşmaşului şi unicul din Carpaţii Orientali în care se pot examina structurile de pillow-lava, mărturie a erupţiilor submarine, care se petrec în zonele de rifturi. Deseori, această ocurenţă este înscrisă în ghidurile simpozioanelor şi congreselor naţionale şi internaţionale de geologie.

Detalii petrografice, mineralogice, geochimice, geotectonice şi paleogeografice apar în capitolul 4, paginile 145-163, figurile 4.1-4.5, foto 4.1-4.4.

Ferestrele tectonice de la Gropile şi Cheile Mari ale Bicazului. În orogeneză, fenomenul cel mai grandios rămâne procesul de şariaj, determinat de compresiunile care aduc stive enorme de roci mai vechi, în poziţie anormală peste roci mai noi. Ulterior, prin procese de eroziune sunt aduse la zi formaţiunile mai noi de dedesubt, în ferestre şi semiferestre tectonice.

În zona Hăşmaşului, condiţia de pânză de şariaj în care se găseşte masa de calcare malm-urgoniene este trădată de asemenea areale, în care wildflysch-ul barremian-albian, mai nou, subjacent, apare la zi. Aceste areale au fie contur închis, ca în cazul zonei de la Gropile (foto 9.9) din spatele Ghilcoşului şi Cheile Mari ale Bicazului, în aval de tunel, fie contur deschis, cum se întâmplă în perimetrul fostei cabane Cheile Bicazului, pe Pârâul lui Lazăr şi Pârâul Sec; în primul caz ele corespund unor ferestre tectonice, iar în celelalte, unor semiferestre.

Trebuie consemnat că în situaţia din Cheile Mari ale Bicazului, procesul de eroziune s-a conjugat şi cu unul tectonic, kimmeridgianul şi wildflysch-ul de sub el ajungând la suprafaţă şi printr-o străpungere *diapiră* impusă de două falii verticale (fig. 5.5.). Siturile în cauză au un caracter structural-tectonic, importanţa lor fiind atât ştiinţifică, cât şi instructiv-educaţională.

Izbucurile Melekviz şi Izvorul Rece. Sunt cele mai mari izvoare carstice din întreaga zonă montană a Hăşmaşului. Primul se află pe Pârâul lui Lazăr (foto 11.7, 11.8), la baza abruptului sud-estic al Telecului Mare, în timp ce izbucul Izvorul Rece (foto 11.5, 11.6) se localizează la intrarea în Cheile Mari ale Bicazului, sub peretele drept al albiei săpate în calcarele Masivului Surduc (fig. 11.8 şi 11.9). Ambele au un uşor caracter ascensional şi debite destul de mari, Melekvizul de cca 13000 l/ min, iar Izvorul Rece în jur de 900 l/minut. Numele de Melekviz, care înseamnă apă caldă, se datorează faptului că izvorul nu îngheaţă iarna, ceea ce denotă alimentarea lui carstică, apa având o temperatură anuală relativ constantă de 7° până la 9°C. Dacă în cazul Melekvizului denumirea accentuează faptul că temperatura lui este mai mare în raport cu alte izvoare pe timp de iarnă, numele de Izvorul Rece se referă la faptul că temperatura lui pe timp de vară este mult mai mică în comparaţie cu a altor izvoare.

Detalii în capitolul 11.2, paginile 308-318, figurile 11.8-11.14, foto 11.5-11.8.

Avenul Licaşului. Este cel mai reprezentativ din întreaga regiune montană a Hăşmaşului şi este cunoscut în zonă sub numele de Gaura Licaşului (foto 9.13-9.16). Este situat în apropierea cotei de 1675 m a vârfului cu acelaşi nume şi s-a dezvoltat în dolomitele anisiene, aparţinând autohtonului bucovinic de pe flancul intern al sinclinalului. Accesul până la aven se face din Lacu Roşu, de-a lungul Pârâului Suhard, pe traseul turistic cruce albastră, după un parcurs de aproximativ 4 ore. O altă cale de acces porneşte din pasul Pângăraţi (1255 m), pe drumul forestier până în şaua Niergeş (1375 m), iar de aici, pe marcajul punct albastru, se ajunge în final sub vârful Licaş.

Avenul se localizează la aproximativ 200 m nord-est de Vârful Licaşului; în mijlocul unei mici padine înconjurată de pădure se deschide gura largă a avenului, care are un diametru de cca 8 m. A fost cercetat pentru prima dată de către Cornel Pleşa de la Institutul de Speologie „Emil Racoviţă" din Cluj-Napoca, în colaborare cu alpiniştii asociaţiei sportive „Armata" din Braşov (Cristea, 1978).

Coborârea în aven se face în două etape. Prin puţul cu diametru de 8 m de la intrare (foto 9.16), prima verticală are o adâncime de 38 m şi are la fund un dop de zăpadă, gheaţă şi buşteni. Avenul continuă şi sub acest dop de gheaţă cu o galerie descendentă de aproximativ 20 m lungime ce sfârşeşte cu o îngrămădire de bolovani dolomitici căzuţi, care blocheză definitiv continuarea. Adâncimea totală a avenului este de 53 m.

Din punct de vedere genetic, prezenţa blocurilor mari de dolomite din primul dop şi din capătul galeriei finale, pereţii verticali neregulaţi şi forma fisurii primare demonstrează că avem de a face cu un aven de prăbuşire. În pereţii avenului se văd scurgeri parietale (foto 9.15) datorate infiltraţiilor şi disoluţiei dolomitelor atât în sectorul vertical, cât şi în galeria finală. Nu există alte tipuri de speleoteme, stalactite, stalagmite ori draperii, tipice unui carst fosil. Avenul nu este accesibil decât speologilor avizaţi.

Detalii în subcapitolul 9.4.3, paginile 256-259, foto 9.13-9.16.

Situl arheologic Bardos-Bicaz Chei. A fost descoperit de către Constantin Grasu în anul 1965 şi studiat ulterior de arheologii Maria Bitiri şi Viorel Căpitanu (1967). Este vorba de o aşezare swideriană, aparţinând Epipaleoliticului, epocă plasată ca timp la finele glaciaţiei Würm, la limita cu Holocenul. Aşezarea se află în culoarul depresionar cu orientare vest-est din spatele Muntelui Bardos (foto 9.3), având spre nord muntele Lapoş. Acest culoar corespunde, după Bojoi (1970), unui vechi traseu al Pârâului Cupaş care se vărsa iniţial în Şugău. Situl se localizează la sud-vest de satul Bârnadu, aparţinând comunei Bicaz Chei, la o altitudine de 1135 m, mai precis la cca 100 m lateral de intrarea în cheile Lapoşului, pe drumul ce coboară de aici în şoseaua Bicaz-Gheorghieni.

Inventarul litic recuperat din situl respectiv de către arheologi numără lame simple şi microlitice, burime, gratoare şi vârfuri-săgeată cu peduncul, ultimele constituind, de fapt, specificul acestui tip de civilizaţie, swiderian. Autorii au ajuns la concluzia că 95% din materia primă folosită aici provine din zona Prutului şi numai 5% reprezintă sursele locale, respectiv gresia şi aşa-zisul „şist" negru. După cum se ştie, sursele locale se referă la lidienele şi gresiile cuarţoase glauconitice, sticloase din flişul de Audia (Cotoi şi Grasu, 2000).

Situl de la Bardos-Bicaz Chei este similar cu cel de la Scaune-Ceahlău şi împreună reprezintă singurele resturi ale culturii swideriene (mazowiene) din România, specificul acesteia, aşa cum am mai menţionat, fiind dat de vârfurile de săgeţi pedunculate. Situl de la Scaune-Ceahlău a fost descoperit în anul 1956 şi locaţia se află la Poiana Stănilelor, la 1328 m altitudine.

De la Scaune s-au recuperat 14 000 de piese sub formă de bulgări, nuclee, aşchii de decorticare, ca şi unelte pe cale de confecţionare, inclusiv vârfurile de săgeţi pedunculate. De la Scaune s-au recuperat cca 1250 de piese specifice, iar de la Bardos peste 200.

Densitatea materialului litic de la Scaune, de cca 200 de piese/m^2, comparată cu cea de la Bardos, de numai 10 piese/m^2, arată, după arheologi, că în Ceahlău tabăra de vânători swiderieni a fost o aşezare-atelier de durată mai lungă, în timp ce la Bardos se pare că avem de a face cu urmele unei locuiri temporare. În niciuna dintre cele două aşezări swideriene nu s-au găsit resturi de oase pentru a se şti sigur care erau speciile vânate de către această populaţie; faptul se pare că este o consecinţă a acidităţii solului care a dus la corodarea totală a acestora.

Cultura swideriană îşi are originea pe Vistula, în Polonia, la 20 km nord-est de Varşovia. Această populaţie de vânători era adaptată la viaţa de tundră din regiunile periglaciare care pendula în raport de avansarea sau retragerea gheţarilor continentali, dar şi a celor alpini. Este o populaţie la care vânătoarea colectivă cu lancea şi suliţa a fost înlocuită cu vânătoarea individuală cu arcul, de unde şi săgeţile pedunculate care predomină în industria lor litică.

Valoarea excepţională a siturilor de la Scaune-Ceahlău şi Bardos-Bicaz Chei rezidă în faptul că ele sunt singurele mărturii care atestă prezenţa pe teritoriul românesc a culturii swideriene, a acestei populaţii de vânători cu origini în nord-estul european.

16.2. Necesitatea extinderii Parcului. Date de fundamentare

Aşa cum s-a putut deduce din capitolul privind delimitarea şi zonarea Parcului Naţional, acesta cuprinde cu precădere corpul calcaros al Pânzei transilvane de Hăşmaş, localizat în sectorul central al acestei unităţi montane.

Din motive pe care nu le cunoaştem au rămas în afara zonei ocrotite cea mai mare parte a Masivului Munticelu şi vechea carieră Surduc de care este legată o serie de elemente ale cadrului natural de importanţă ştiinţifică deosebită pentru descifrarea evoluţiei geologice şi fizico-geografice a regiunii.

În plus, perimetrul cunoscut sub numele de „Creasta Dămucului", de la sud de Valea Bicazului găzduieşte de asemenea obiective valoroase care, alături de cele menţionate mai sus, merită să fie incluse în aria Parcului naţional, cel puţin în regim de zonă tampon. Încercăm, aşadar, în cele ce urmează să fundamentăm valoarea ştiinţifică a unor obiective rămase în afara graniţelor Parcului.

Zona Munticelu-Criminiş. Cu o suprafaţă de 90 ha, masivul Munticelu (foto 16.1) a căpătat statut de rezervaţie încă din anul 1971, prin decizia nr. 290 din 20 iunie, a fostului Comitet Executiv al Consiliului Popular Judeţean Neamţ. Din motive care nu se cunosc, aria aceasta a rămas, în mod nejustificat, în afara perimetrului Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş, limita lui nord-estică înscriindu-se chiar pe linia Şugăului în zona sa de confluenţă cu Bicazul

Situat pe flancul extern al sinclinalului, masivul calcaros respectiv prezintă, după cum vom vedea, o multitudine de elemente de ordin geologic, geomorfologic, floristic şi chiar faunistic, care pledează pentru păstrarea statutului de arie protejată, integrată Parcului, cu regim, eventual, de zonă tampon. În acelaşi timp, există argumente, aşa cum vom încerca să dovedim, că şi zona de la sud de Munticelu-Şugău, să capete acelaşi statut. Este vorba de aşa-zisa „Creastă" a Dămucului situată între Bicăjel şi Dămuc, la vest şi est, Valea Bicazului, la nord şi obârşia Pârâului Valea Rece, la sud, adică zona dintre Surduc-Toreasca şi Şaua Fagului. Vom prezenta în cele ce urmează obiectivele ştiinţifice din acest areal şi care, după părerea noastră, pot susţine integrarea lui în această zonă-tampon a Parcului.

Masivul Munticelu. Masivul calcaros Munticelu prezintă el însuşi o zestre de mare valoare ştiinţifică. Acesta constituie o creastă calcaroasă, orientată nord-sud (fig. 16.1), cu o lăţime între 100 şi 500 m şi o lungime de cca 3 km, având altitudinea maximă de 1337 m (foto 16.1).

Anterior s-a considerat că respectivele calcare ar fi în exclusivitate de vârstă cretacică, respectiv apţiană şi că ar constitui un mare recif format odată cu argilele cu blocuri ale wildflysch-ului (Atanasiu, 1928). Cu ocazia exploatării calcarelor din cariera Surduc (Toreasca) de pe dreapta Bicazului (foto 16.2), s-a descoperit în aceste calcare o faună de brachiopode şi bivalve, prelucrată de Ciocârdel şi Patrulius (1960), care dovedeşte că de fapt ele sunt tithonice şi cretacic inferioare până la Urgonian. În plus, lucrările miniere au oferit geologilor şi o altă mare surpriză. Exploatarea în trepte descendente a dus la epuizarea calcarelor în

adâncime şi descoperirea sub ele a wildflysch-ului, mai nou ca vârstă, respectiv Barremian-Albian.

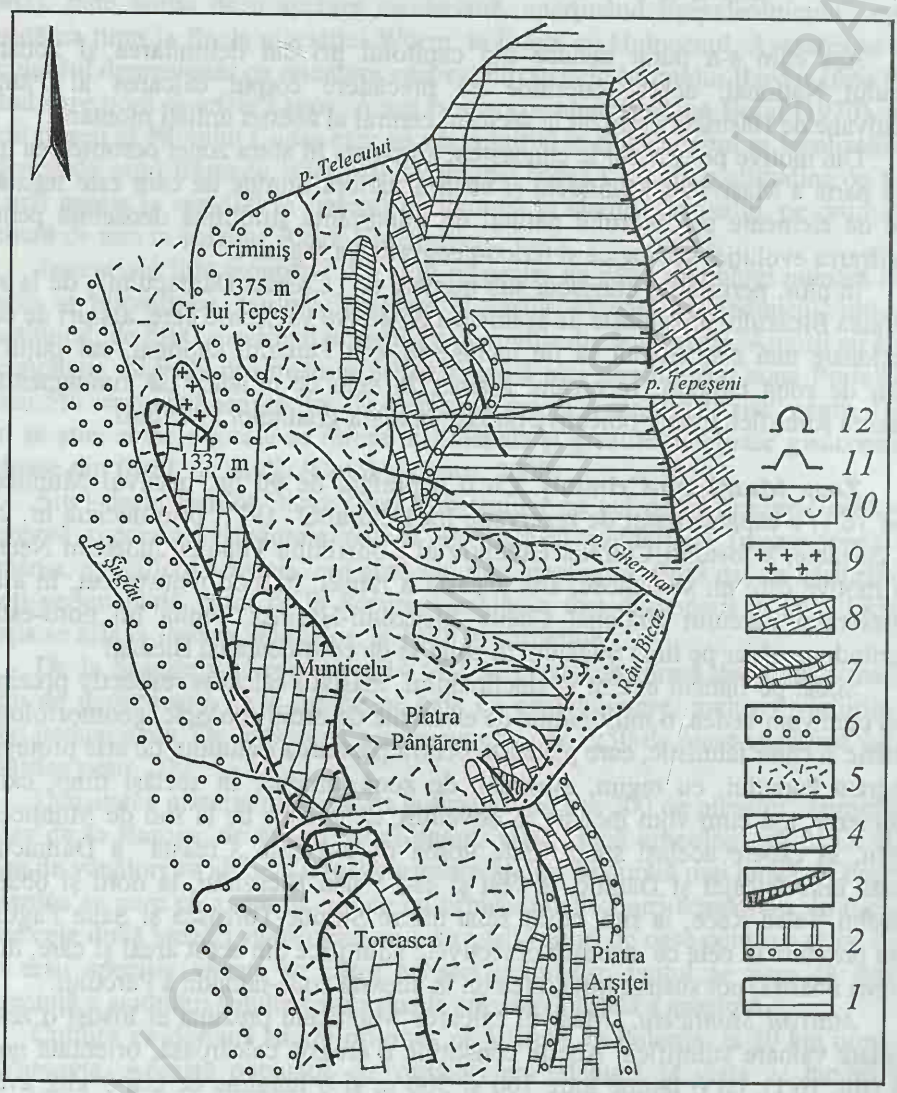


Fig. 16.1. Zona Munticelu-Criminiş (după Grasu, 1973):
1 – cristalin; *2* – conglomerate, gresii şi dolomite (Triasic); *3* – cresii (Dogger); *4* – calcarele lamboului de acoperire Munticelu-Surduc (Toreasca) (Tithonic-Urgonian); *5* – Wildflysch (Barremian-Albian); *6* – Conglomerate de Bârnadu (Cenomanian); *7* – olistolit de dolomite (Triasic) şi Formaţiunea cu *Aptychus* (Jurasic superior); *8* – Flişul de Sinaia; *9* – serpentinite; *10* – alunecări de teren; *11* – carieră; *12* – Peştera Munticelu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 16.1. Masivul calcaros Munticelu văzut din satul Bârnadu.

Foto 16.2. Carieră de calcar în lamboul Surduc (calcare J_3-K_1); spre nord, lamboul de acoperire Munticelu flancat spre est de wildflysch (*W*) și spre vest de Conglomeratele de Bârnadu (Cenomanian - *Cm*).

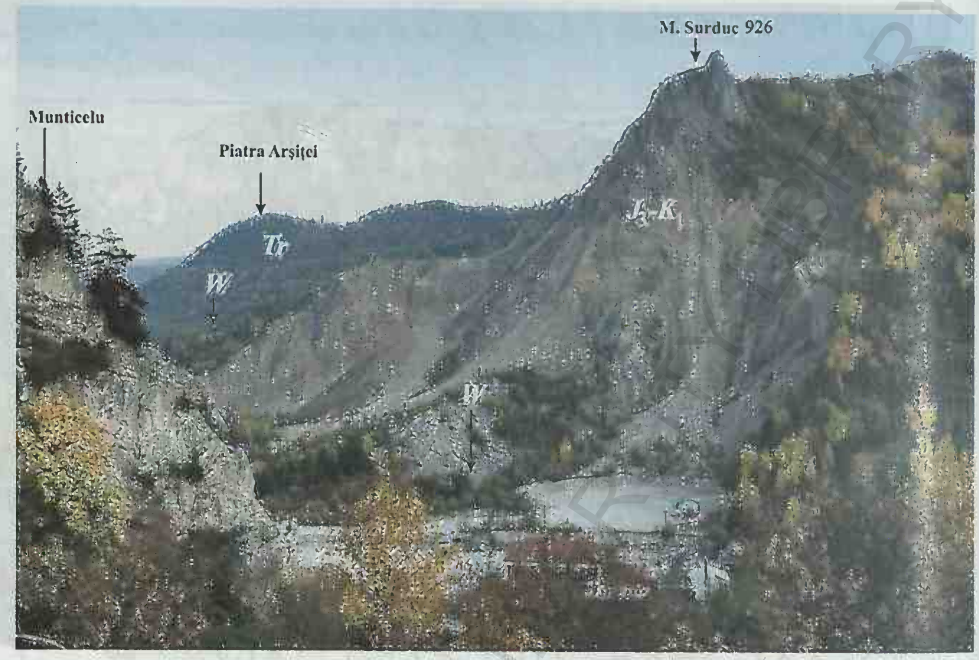


Foto 16.3. Vechea carieră de calcar de la Bicaz Chei:
W – wildflysch; *Tr* – dolomite triasice; J_3-K_1 – lamboul de acoperire Surduc.

Foto 16.4. Cheile Şugăului la confluenţa cu Bicazul.

Foto 16.5. Gura Şugăului. Instalaţie improvizată de piuă (vâltoare) unde localnicii din Bicaz Chei „împâslesc" sumane şi cergi.

Foto 16.6. Lilieci din genul *Myotis* în Peştera Munticelu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

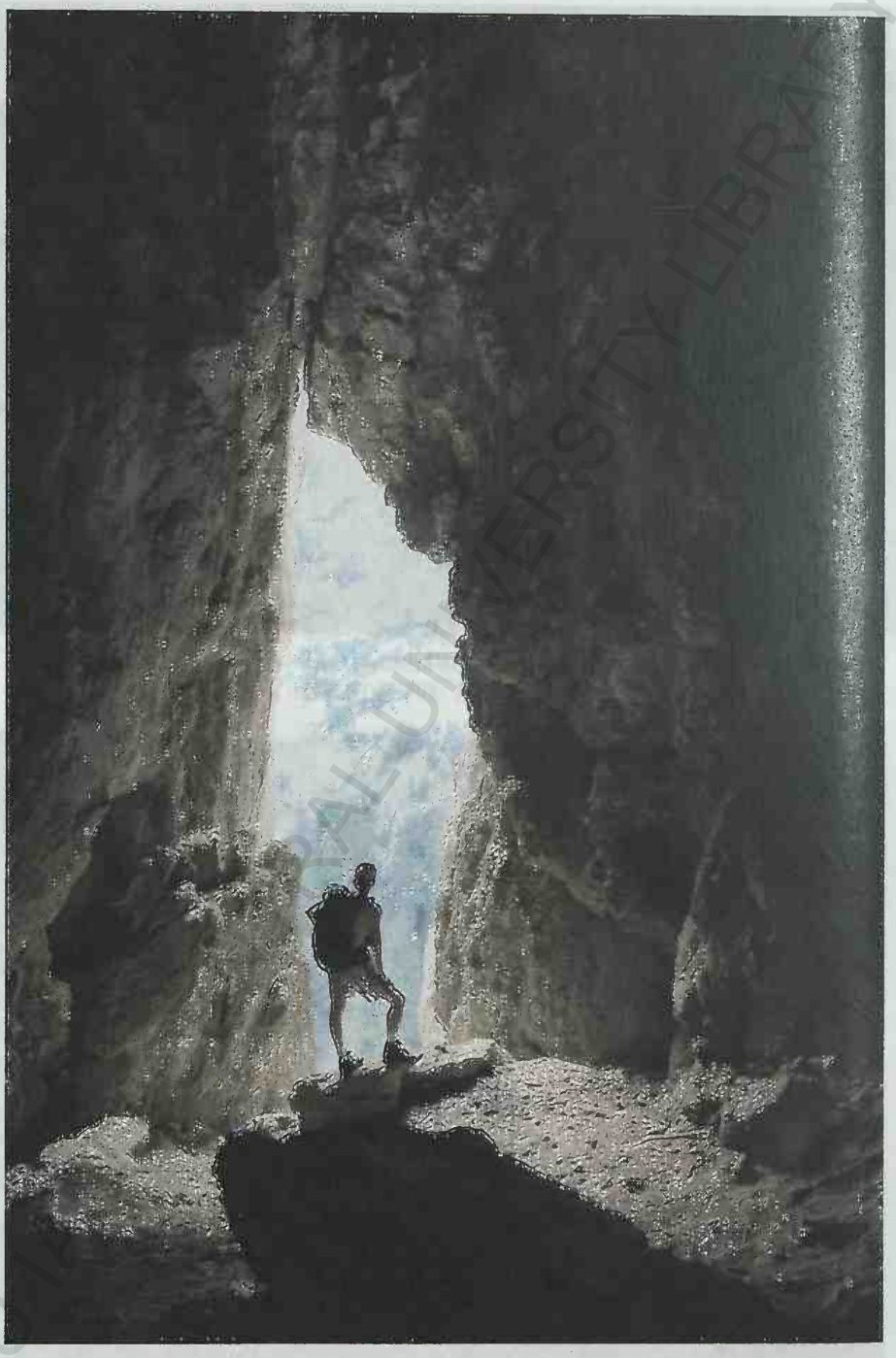


Foto 16.7. Peştera Şura Glodului pe o diaclază ce traversează est-vest din Masivul Munticelu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În prezent, wildflysch-ul poate fi examinat în cariera veche (foto 16.2) unde stă sub crâmpeiul de calcare rămase neexploatate de la confluenţa Şugăului cu Bicazul, ce poartă numele de Stânca lui Stan (fig. 9.5, 9.6). Situaţia a fost de natură să confirme ideea avansată încă din anul 1907 de către geologul vienez Uhlig şi anume că toate masivele calcaroase din Hăşmaş, inclusiv cele din Munticelu şi Surduc (Toreasca), sunt în poziţie de pânză de şariaj, constituind mari lambouri de acoperire. Aşadar, în vechea carieră de aici se află cel mai clar punct din întreg sinclinalul în care avem „la vedere" poziţia anormală a masei de calcare, aparţinând Pânzei transilvane de Hăşmaş.

Cheile Şugăului. Alături de semnificaţia geologic-structurală, calcarele din Munticelu se bucură şi de un alt privilegiu şi anume acela de a găzdui şi cel mai îngust sector de chei din zona Hăşmaşului, respectiv Cheile Şugăului. Şugăul curge pe cea mai mare lungime a sa pe wildflysch şi Conglomeratele de Bârnadu, dar înaintea confluenţei cu Bicazul se angajează în traversarea barei de calcare pe direcţia NW-SE, sculptând pe cca 350 m cele mai înguste chei din zonă (foto 16.4); deschiderea dintre pereţii cheilor se reduce la doar 3-4 m pe unele sectoare.

În cazul Cheilor Şugăului, marmitele laterale, suspendate până la înălţimea relativă de 30 m, ca şi marmitele de albie, actuale, constituie nu numai un microrelief carstic, ci şi un punct de sprijin în susţinerea procesului de epigenie care a stat la baza sculptării Cheilor. În aceeaşi idee trebuie consemnată existenţa şeii din dreapta văii actuale, suspendată la 60 m faţă de albia Bicazului. Şaua nu este altceva decât fundul unei văi abandonate, pe care a curs Şugăul când confluenţa sa cu Bicazul se afla mai sus cu 60 m faţă de cea actuală (Bojoi, 1971).

Este de reţinut faptul că la gura Cheilor Şugăului se mai pot vedea încă unele preocupări tradiţionale, aproape uitate, ale locuitorilor din Bicaz Chei. Este vorba de instalaţii improvizate de tip piuă şi ştează cu care localnicii îngroaşă sumanii şi cergile (foto 16.5); ei folosesc aici apa Şugăului, care vine prin chei învolburată şi cu viteza necesară acestui vechi meşteşug.

Acumularea de travertin. În Cheile Şugăului, respectiv la extremitatea lor din amonte, în peretele stâng, o emergenţă cu caracter de izbuc, cu o circulaţie sigur subterană, a determinat un proces de precipitare a tufului calcaros, cunoscut şi sub numele de travertin. Masa de travertin care plachează peretele stâncos avea o înălţime de aproape 30 m şi reprezenta cea mai mare acumulare de acest fel din toată zona Munţilor Hăşmaş.

La ora actuală însă, travertinul a fost în cea mai mare parte distrus prin dinamitare de către un antreprenor nemţean căruia i s-a permis să facă investiţii pentru captarea şi comercializarea apei, lipsind astfel zona de un important sit în care avea loc un fenomen geologic destul de rar şi cu valoare instructivă deosebită.

Particularităţile floristice şi faunistice. În conformitate cu investigaţiile botanice (Horeanu, 1979), în zona Munticelu s-a identificat o floră vasculară ce cuprinde 529 de taxoni. Fondul floristic este dominat de elementele eurasiatice (37%) la care se adaugă cele europene (11%), central-europene (13%) şi circumpolare (9%); un rol important îl au apoi şi elementele alpine, submediteraneene, continentale, pontice şi dacice.

Dintre cele dacice, autorul citează: *Aconitum toxicum*, *Cardamine glandulicera*, *Hepatica transsilvanica*, *Pulmonaria rubra*, *Symphytum cordatum*, *Silene zawadskii*, *Thymus comosus* ş.a.

Sunt numeroase speciile endemice carpatice, favorizate de substratul calcaros, termofil. Din această categorie se citează speciile: *Larix decidua ssp. carpatica*, *Aconitum moldavicum*, *Silene dubia*, *Hieracium pojorâtense*, *Campanula carpatica* (foto 12.8), *Poa nemoralis*, *Androsace villosa* ssp. *arachnoidea*, *Primula leucophylla*. Acelaşi autor menţionează faptul că acest perimetru constituie al doilea punct din Carpaţi în care se găseşte specia de *Astragalus pseudopurpureus*, descrisă de Guşuleac (1933).

Cheile Şugăului reprezintă biotopul preferenţial al *fluturaşului de stâncă*, *Tichodroma muraria* (foto 13.4), pasăre considerată un monument viu al naturii şi protejată prin lege. Mai este cunoscută şi sub denumirile de fluturaş purpuriu, cojoaică de munte sau ciocănitoarea de piatră. Are zborul scurt şi neregulat, cu aripile desfăcute aidoma unui fluturaş. Numele de cojoaică îi vine de la modul în care cojeşte muşchiul de prin crăpăturile stâncilor, pentru căutarea hranei. Când vrea să zboare în alt loc nu se avântă, ci se lasă să cadă şi apoi îşi desface aripile pentru a-şi lua zborul, fâlfâind greoi prin mişcări scurte.

Peştera Munticelu. Este singura peşteră cu o autentică zestre speologică din întreaga zonă montană a Hăşmaşului (foto 9.21-9.24) şi a fost descoperită în urmă cu peste trei decenii (1973). Descrierea ei completă a fost făcută în subcapitolul privind endocarstul Munţilor Hăşmaş, încât nu mai revenim. Această bijuterie subterană a ajuns, însă, într-o stare avansată de degradare. Pereţii peşterii, precum şi speleotemele sunt acoperite de un strat negru de fum (foto 9.23), provenit de la diverse surse de lumină improvizate, folosite de localnici, ca şi de turişti: făclii din răşină de brad cu motorină, cauciuc, materiale plastice arse etc.

Au rămas parţial întregi coloanele şi stalagmitele mai groase, care nu au putut fi rupte sau sparte (foto 9.24). Toate speleotemele subţiri şi fragile au fost distruse. Depozitul fosilifer din crusta de calcit de pe podeaua peşterii a fost distrus complet. Au fost scoase toate craniile de *Ursus spelaeus*, dinţi, vertebre şi alte resturi, vândute turiştilor care trec prin Chei. În actual, peştera arată cât se poate de jalnic. Uşa metalică de la intrare, care a fost instalată iniţial şi ulterior în mai multe rânduri, nu a rezistat niciodată. Vandalizarea peşterii continuă şi în prezent.

Detalii asupra peşterii Munticelu sunt prezentate în subcapitolul 9.4.3, paginile 260-266, figurile 9.5 şi 9.6, foto 9.21-9.24.

Serpentinitele de la Crucea lui Ţepeş. Au fost semnalate şi cartografiate pentru prima dată de către Atanasiu (1928). După autor, aflorimentul este adiacent masivului calcaros al Munticelului (fig. 4.6), înspre capătul său nordic; la contactul cu serpentinitele, calcarele au o culoare roşie şi aspect scoriaceu. După Atanasiu, serpentinitele înglobează blocuri de calcare, respectiv corpuri xenolitice, aşa cum se observă şi în Valea Bicazului în zona fostei cabane Cheile Bicazului, unde însă ele se asociază bazaltelor amigdaloide.

Aflorimentul de la Crucea lui Ţepeş este unul din cele mai mari apariţii de

roci ultrabazice din zona Hăşmaşului, comparabile cu cele de sub Piatra Altarului, Pârâul Oii şi Curmătura. El aparţine complexului ofiolitic ce reprezintă resturi ale scoarţei oceanice din „şanţul" transilvan pe care s-a acumulat seria calcaroasă malm-urgoniană a Pânzei de Hăşmaş.

Detalii asupra sitului serpentinitic au fost prezentate în capitolul 4, pagina 154, figura 4.6. şi tabelul 4.5.

Formaţiunea cu *Aptychus* de la Criminiş. Depozitele în cauză sunt situate în apropierea lamboului de acoperire Munticelu şi anume în zona de obârşie a Pârâului Ţepeşeni, pe interfluviul dintre acesta şi Pârâul Telec (fig. 16.1). Ele au fost, de altfel, semnalate încă de Atanasiu (1928) şi figurate cartografic drept dolomite asociate cu jaspuri, ultimele atribuite Callovian-Oxfordianului.

Ulterior, Săndulescu (1969) le menţionează ca dolomite urmate de jaspuri şi calcare silicifiate, ultimele atribuite Ladinianului şi paralelizate cu jaspurile şi calcarele interstratificate cu *Daonella indica* din Piatra Zimbrului-Rarău; în consecinţă, depozitele sunt considerate o enclavă olistolitică încorporată formaţiunii cretacice de wildflysch, aparţinând seriilor transilvane alohtone.

Problema a fost reluată de către Grasu (1973), autor care a constatat că, de fapt, aici este într-adevăr vorba de dolomite triasice, dar urmate nu de jaspuri, ci de un pachet de roci fosilifere, revenind Jurasicului superior în faciesul Stratelor cu *Aptychus*. Litologic, peste dolomite – de fapt sub ele, succesiunea fiind răsturnată – se dispun argilite roşii, pătate, cenuşii-verzui, micacee cu intercalaţii de gresii feruginoase fine şi calcare roşii uşor rubanate sau cu pete verzui, diaclazate; calcarele şi gresiile formează strate de 5-10 până la 20 cm grosime.

Confuzia lor cu jaspurile este rezultatul asocierii calcarelor cu argilitele roşii şi verzi care se întâlnesc şi în jaspurile şi radiolaritele callovian-oxfordiene din restul sinclinalului. Din aceste depozite, Grasu (1973) a determinat o faună cu *Lammellaptychus* şi *Laevaptychus*, alături de care se întâlnesc şi resturi de belemniţi, greu de determinat specific.

Aspectul litologic general, dar mai ales prezenţa formelor de *Laevaptychus* denotă că suntem în prezenţa Membrului inferior al Formaţiunii cu *Aptychus*, care, după fauna determinată din bazinele Trotuşului şi Dămucului de către Turculeţ şi Grasu (1965, 1968, 1969), revine stratigrafic Jurasicului superior (Kimmeridgian-Tithonic).

În condiţia lor de corp olistolitic, depozitele de la Criminiş reprezintă, deci, o secvenţă din Formaţiunea cu *Aptychus* smulsă împreună cu substratul ei triasic din succesiunea *in situ* a flancului extern al sinclinalului şi încorporată depozitelor cretacice de wildflysch. În cazul în care succesiunea de la Criminiş ar fi în poziţie normală, aşa cum a bănuit iniţial Atanasiu, ar însemna că în zona Munticelu-Criminiş am avea singurul punct din sinclinalul Hăşmaşului în care Malmul autohton bucovinic în faciesul pelagic al Stratelor cu *Aptychus* se apropie la o distanţă minimă faţă de Malmul transilvan în facies recifal-neritic din Masivul Munticelu. Chiar şi în condiţia de olistolit a succesiunii de la Criminiş, semnificaţia structurală a acestei apropieri rămâne aceeaşi.

Foto 16.8. Peticul de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului – vedere de ansamblu.

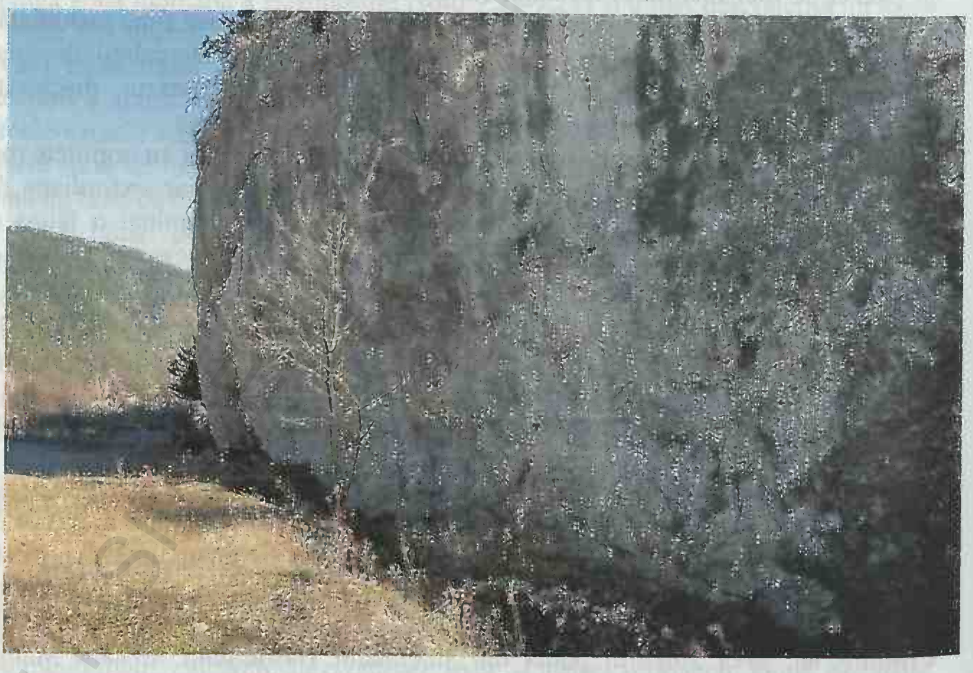


Foto 16.9. Peticul de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului – detaliu în calcarele grezoase fosilifere doggeriene.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Peticul de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului. Formaţiunile mezozoice de la Gura Dămucului (foto 16.8, 16.9), atribuite în prezent Pânzei Sub-bucovinice, sunt cunoscute încă de la Atanasiu (1928, 1958), iar poziţia lor stratigrafică şi structurală a fost interpretată diferit de-a lungul timpului. Unii le-au considerat chiar şi depozite de tip recifal acumulate în domeniul flişului de Sinaia, ataşându-le, deci, Pânzei de Ceahlău (Băncilă et al., 1957). Reconsiderarea lor stratigrafică se datorează lui Grasu şi Turculeţ (1965), în timp ce Săndulescu (1975) le-a considerat petic de rabotaj aparţinând Pânzei Sub-bucovinice.

Depozitele în cauză se extind între Valea Bicazului şi Pârâul Ciofu, afluent al Dămucului, şi includ o succesiune de dolomite triasice, brecii liasice, calcare grezoase doggeriene, fosilifere şi rudite cu intercalaţii de calcare pelitomorfe cu *tinntinidae*, revenind Neocomianului.

Situl este important nu numai prin condiţia lui tectonică de petic de rabotaj, ci şi prin faptul că expune una dintre cele mai complete succesiuni litostratigrafice ale unităţii sub-bucovinice, din care Doggerul a furnizat şi o faună necunoscută în alte părţi ale Carpaţilor Orientali. Această faună, descoperită de Grasu şi Turculeţ (1965), cuprinde bivalve, brachiopode şi rari amoniţi şi belemniţi. În plus, succesiunea de la Gura Dămucului are şi o anume semnificaţie paleogeografică, frecventele discontinuităţi din coloana stratigrafică, ca şi caracterul rudito-brecios al unor termeni arătând că domeniul de sedimentare al unităţii sub-bucovinice corespunde, din punct de vedere batimetric-paleomedial, unui bazin cu caracter de rid, în comparaţie cu domeniile bucovinic şi infrabucovinic.

După cum se ştie, învelişul sedimentar al Pânzei Sub-bucovinice mai apare şi în alte zone ale Carpaţilor Orientali, atât într-o serie de ferestre tectonice (Valea Putnei şi Tomeşti-Ciuc), cât şi ca petice de rabotaj (Bâtca Rotundă, Borca, Holdiţa, Ostra; Vodă, 1980), dar nicăieri atât de complet şi fosilifer ca la Gura Dămucului, motiv pentru care succesiunea de aici poate fi considerată cea mai reprezentativă pentru această unitate structurală, mai ales în conexiune şi cu ceea ce se întâlneşte şi în fereastra de la Tomeşti (Grasu, 1976).

Detalii de natură petrografică, biostratigrafică şi tectonică sunt prezentate în subcapitolul 3.2.1, paginile 36-40, figurile 3.2-3.6, subcapitolul 3.3.1, paginile 87-89, tabelul 3.6, subcapitolul 5.2., paginile 169-171, foto 16.8-16.9.

Formaţiunea cu *Aptychus* din bazinul Dămucului. Aceste depozite, de câteva sute de metri grosime, în facies pelagic, ce acoperă stratigrafic Malm-Neocomianul, se extind numai pe flancul extern al sinclinalului, în bazinele Trotuşului şi Dămucului. În valea Dămucului aflorează continuu între Pârâul Lupului şi Pârâul Piciorului.

Valoarea ştiinţifică a acestor depozite constă nu numai în caracterul lor fosilifer cu rari amoniţi, numeroase resturi de aptychi din genurile *Laevaptychus*, *Lamellaptychus* şi *Punctaptychus* şi *tinntinidae*, ci şi în faptul că prin vârsta lor reprezintă Malm-Neocomianul autohtonului bucovinic, echivalent stratigrafic al seriei calcaroase de la vest, aparţinând Malm-Urgonianului alohton al Pânzei transilvane de Hăşmaş. Apropierea celor două suite sincrone, dar de faciesuri total

diferite, este prin ea însăşi o dovadă a structurii în pânze de şariaj a acestui sector al zonei cristalino-mezozoice.

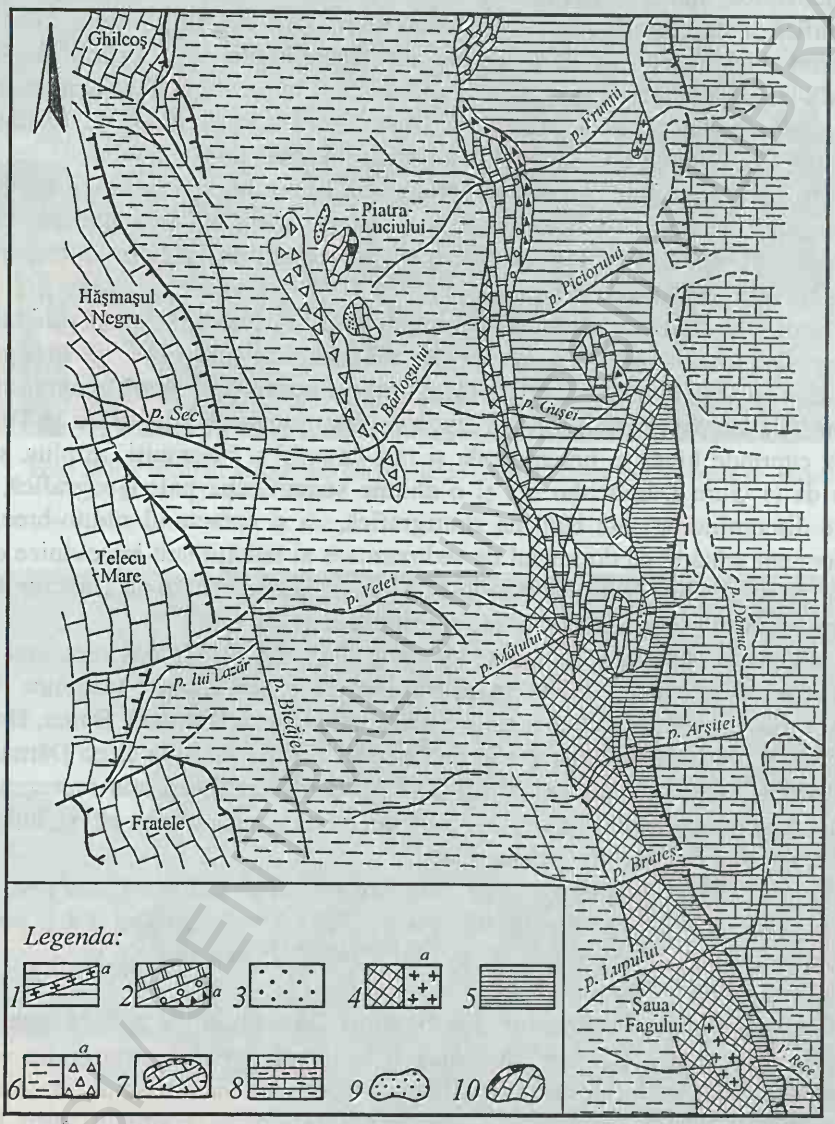


Fig. 16.2. Harta geologică a „Crestei Dămucului" între Pârâul Frunţii şi Valea Rece (după Grasu, 1971):

Autohtonul bucovinic; *1* – cristalin; *1a* – bazalte filoniene de intraplacă; *2* – conglomerate, gresii şi dolomite (Triasic); *2a* – Brecia de Hăşmaş (Permian); *3* – gresii, şi calcaro-gresii (Dogger); 4 – Membrul inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* (Kimmeridgian-Tithonic); *4a* – Complexul piroclastic-tufogen; *5* – Membrul superior al Formaţiunii cu *Aptychus* (Neocomian); *6* – Wildflysch (Barremian-Albian); *6a* – megabrecii calcaroase; *7* – Pânza de Hăşmaş; (Kimmeridgian-Urgonian); *8* – Flişul de Sinaia; **Corpuri olistolitice în wildflysch**; *9* – roci liasice şi doggeriene; *10* – calcare tithonic-neocomiene asociate cu jaspuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 16.10. Klippa de Calcare de Stramberg ?tithonice (J_3) de la Piatra Luciului însedimentată în Formaţiunea de Wildflysch barremian-albiană (*W*).

Foto 16.11. Klippa de calcare jurasic superioare de la Piatra Luciului având în bază jaspuri şi radiolarite(?).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Foto 16.12. Liasicul olistolitic fosilifer de la sud de Piatra Luciului.

Foto 16.13. Afloriment cu Brecia de Hăşmaş (Permian) sub nivelul grezo-conglomeratic al Seisianului – Pârâul Frunţii (Bazinul Dămucului).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Caracterul ei fosilifer şi semnificaţia tectonică sunt argumentele care pledează ca ea să se integreze viitoarei zone tampon cu care ar urma să se extindă actualul Parc Naţional; formaţiunea similară din sinclinalul Rarăului face deja obiectul unei arii protejate

Detalii asupra acestei unităţi în subcapitolul 3.2.2, paginile 56-61, figurile 3.24-3.26 şi subcapitolul 3.3.2, paginile 99-106, tabelul 3.12.

Klippele de la Piatra Luciului. Klippele în discuţie se află pe flancul extern al sinclinalului, mai precis în zona de obârşie a Pârâului Frunţii, afluent de stânga al Dămucului (foto 16.10-16.12). Ele sunt încorporate în masa argilo-siltică a wildflysch-ului, care se dispune peste dolomitele triasice. Acestea apar atât ca olistolite de diverse dimensiuni, respectiv fragmente mărunte, blocuri submetrice sau metrice, cât şi ca succesiuni de roci stratificate sau mase mari de calcare, rămase în relief ca martori de eroziune. După faunele fosile conţinute, există aici klippe de roci triasice, liasice, doggeriene sau chiar tithonice sau tithonic-neocomiene.

Triasic. La obârşia Pârâului Frunţii, în masa wildflysch-ului se observă frecvent calcare în plăci, cenuşii, diaclazate, marne fine muscovitice şi gresii calcaroase; în majoritate, acestea sunt fosilifere şi prezintă oglinzi de fricţiune. Din ele s-a decsris o faună de bivalve şi gasteropode din genurile *Myacites*, *Costatoria* şi *Natiria* (Grasu, 1972-1973) pe baza căreia au fost atribuite Triasicului bazal în facies de Werfen.

Liasic. A fost descoperit aici de către Preda şi Pelin (1969, 1976). Apare sub forma unei succesiuni de calcare grezoase, care formează un mamelon la câteva sute de metri sud de stânca de calcare a Pietrei Luciului (1191 m; foto 16.12). Calcarele au o faună din care autorii amintiţi citează o asociaţie cu: *Spiriferina alpina*, *Spiriferina tumida*, *Zeilleria quadrifida* şi *Zeilleria subcornuta* la care se adaugă fragmente de belemniţi şi rari amoniţi care probează prezenţa Domerianului. În asemenea calcare spatice s-a descris ulterior şi un microbiofacies cu *Spirillina liassica*, *Spirillina turgida* şi alte forme din genurile *Nodosaria*, *Frondicularia* şi *Lenticulina* (Grasu, 1972-1973).

Dogger. Olistolitul cu faună doggeriană se află la cca 100 m nord-vest de stânca calcaroasă a Pietrei Luciului, pe drumul ce duce din Pârâul Frunţii la Stânjeni. Litologic, este constituit din gresii calcaroase fine, cenuşii-gălbui, cu rare intercalaţii de calcare spatice. Sunt deosebit de fosilifere şi din ele Pelin (1969) şi Preda (1976) au descris o faună de corali, brachiopode şi bivalve care cuprinde: *Montlivaultia caryophillata*, *Thecocyatus discus*, *Anabacia complanata*, *Kallirhynchia concinna*, *Chlamys dewalquei*, *Camptonectes lens*, *Entolium demissum*, *Pholadomya murchisoni*, *Myophorella signata*, *Plagiostoma* sp; amoniţii şi belemniţii sunt destul de rari şi greu de recuperat.

Tithonic. Cea mai impozantă din zonă, care domină aria wildflysch-ului cu relief mult evazat este stânca de calcar de la Piatra Luciului. Calcarele sunt nefosilifere şi nici microfacial nu au oferit nimic deosebit pentru a li se stabili vârsta.

Atât Pelin, cât şi Preda le-au socotit drept Calcare de Stramberg tithonice, iar Săndulescu (1975) le consideră tithonic-neocomiene.

În orice caz, după cum se prezintă, ele nu fac parte din categoria megabreciilor calcaroase sincrone cu sedimentarea wildflysch-ului şi nu sunt nici urgoniene, care de obicei sunt relativ fosilifere. Dacă se vor dovedi totuşi Calcare de Stramberg, atunci ele vor fi cu atât mai interesante, cu cât pe latura de est au placat o succesiune de jaspuri, probabil callovian-oxfordiene, care aparţine după cum se ştie, autohtonului bucovinic (foto 16.11).

Problema esenţială a depozitelor fosilifere de la Piatra Luciului o reprezintă statutul lor tectonic, dar şi natura facială de care depinde ataşarea lor autohtonului sau seriei alohtone transilvane. Atât pentru Preda, cât şi pentru Pelin depozitele liasice, doggeriene şi tithonice ar constitui o succesiune normală, ce se dispune peste cristalinul şi Triasicul dolomitic al flancului extern al sinclinalului şi ar suporta transgresiv formaţiunea cretacică de wildflysch.

La ora actuală, statutul lor olistolitic nu mai poate fi pus la îndoială (Grasu, 1972-1973). Ceea ce însă nu este stabilit, ar fi apartenenţa Liasicului şi Doggerului la seria bucovinică autohtonă, aşa cum a presupus Grasu (1972-1973), sau la cea alohtonă, transilvană.

Paleogeografic, este de consemnat faptul că în zona flancului extern, aflorimentele de Liasic şi Dogger *in situ*, interpuse între dolomite şi wildflysch, sunt foarte rare. De aici rezultă că în zona „Crestei" Dămucului şi a anticlinalului Lunca, eroziunea a fost mult mai puternică decât în restul sinclinalului. Se pare că în timpul depunerii wildflysch-ului, mare parte din formaţiunile post-triasice a fost remaniată prin diverse procese, constituind azi doar blocuri şi enclave olistolitice de dimensiuni variabile, incluse în masa acestuia.

Fauna depozitelor de wildflysch. Din împrejurimile Pietrei Luciului, Noszky (1950, *fide* Săndulescu, 1975) a descris cea mai bogată faună din wildflysch. Nu există informaţii de detaliu asupra provenienţei acesteia, respectiv dacă a fost recoltată din argilele cu blocuri, respectiv din wildflysch-ul tipic, sau din cel paratipic.

Faună citată de autor numără 48 de taxoni, în majoritate bivalve, la care se adaugă câteva specii de brachiopode, gasteropode şi chiar amoniţi. Ea completează fauna descrisă de pe Pârâul Oii de diverşi autori şi argumentează, din punct de vedere stratigrafic, vârsta barremian-albiană a acestei formaţiuni. Acest cuib fosilifer merită, credem, noi investigaţii, în vederea regăsirii şi localizării lui precise în teren.

Detalii în capitolul 3.3.2, paginile 106-115, tabelul 3.13 şi foto 16.10-16.12.

Magmatitele bazice autohtone. În Şaua Fagului, care face trecerea din Valea Dămucului în Valea Rece din bazinul Trotuşului, Băncilă şi Papiu (1962) au descris un complex magmatogen constituit din tufuri, aglomerate diabazice şi silicolite cu caracter de opalite ce conţin trunchiuri şi conuri de conifere silicifiate; ultimele dovedesc caracterul extrusiv al acestei formaţiuni de roci bazice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Raritatea unor astfel de depozite în zona cristalino-mezozoică, ca şi semnificaţia lor geotectonică, fac din situl respectiv un obiectiv geologic de o deosebită valoare ştiinţifică. Geneza şi statutul acestei formaţiuni au fost destul de controversate. Printre altele, prezenţa unor enclave din aceleaşi depozite în masa wildflysch-ului a fost pentru Balintoni (1996) un argument pentru alohtonia acestuia.

În ultima vreme, s-a constatat că acest complex piroclastic tufogen străpunge Formaţiunea cu *Aptychus* şi ca urmare are caracter autohton aparţinând ariei bucovinice, procesul extrusiv plasându-se în Jurasicul superior (Grinea, 1998). De aici concluzia că aceste tufuri asociate cu diabaze spilitice şi silicolite sunt sincrone cu cele din Formaţiunea de Azuga, mărturie a magmatismului legat de deschiderea riftului est-carpatic, care a constituit subasmentul domeniului de sedimentare al Pânzei de Ceahlău.

Aşadar, concluzia este că aceste bazite sunt autohtone şi reprezintă vulcanite fisurale ce au străpuns scoarţa sialică a domeniului bucovinic, care constituia marginea continentală vestică a riftului. Aceeaşi geneză şi statut geotectonic îl au şi unele dyke-uri bazaltice care străpung cristalinul crestei Dămucului, cum este cazul celui din Pârâul Dămucului, în amonte de confluenţa cu Pârâul Frunţii.

Detalii asupra acestor bazite, inclusiv studiul geochimic şi mineralogic sunt prezentate în capitolul 4, paginile 157-161, figurile 4.11-4.12 şi tabelele 4.7 şi 4.8.

Brecia de Hăşmaş. După cum se ştie, Brecia de Hăşmaş (foto 16.13), permiană a fost descoperită pentru prima dată în sinclinalul Hăşmaş (Mureşan, 1970) şi ea are o deosebită semnificaţie pentru paleogeografia întregii zone cristalino-mezozoice. Ea ocupă areale largi pe flancul intern al sinclinalului, dar este conservată şi pe cel extern atât în bazinul Trotuşului, cât şi al Dămucului, inclusiv în perimetrul propus pentru extinderea Parcului, respectiv „Creasta" Dămucului.

Aşa este cazul aflorimentelor de pe Pârâul Mâţului (fig. 3.1.), de pe Pârâul Guşei şi Pârâul Frunţii. Pe Pârâul Frunţii, ca şi în alte puncte dealtfel, între Brecia de Hăşmaş şi dolomitele anisiene lipsesc nivelul rudito-arenitic şi calcarele litate ale Seisian-Campilianului, lipsă pusă, de cele mai multe ori, pe seama unei uşoare decolări a dolomitelor de pe substratul lor cristalin.

În plus, aşa cum arată situaţia de pe Pârâul Frunţii, dar mai ales observaţiile din deschiderile de pe Pârâul Piciorului (fig. 5.1), facilitate de construirea în anii din urmă a unui drum forestier, în zona „Crestei" Dămucului are loc o uşoară încălecare a soclului cristalin, a dolomitelor triasice şi chiar a membrului inferior al Formaţiunii cu *Aptychus* peste wildflysch-ul cretacic. Este vorba, în fapt, de o vergenţă contrară, vestică, a structurilor, inclusiv a faliei central-carpatice, adică a planului de şariaj al zonei cristalino-mezozoice peste zona flişului. Se consideră că situaţia s-a creat în tectogenezele post-paroxismale, laramică, eventual miocene, când multe din faliile cu vergenţă estică au căpătat un uşor caracter retrodeversat.

Detalii sunt prezentate în subcapitolul 3.2.2, pagina 41, figura 3.8 şi subcapitolul 5.5, pagina 177, figura 5.9.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

BITIRI Maria, CĂPITANU V. (1967): *O nouă aşezare swideriană în Carpaţii Orientali.* Studii şi Cercetări de Istorie Veche, 18/1, Bucureşti

BARTOS E. Z., XANTUS L., XANTUS Juliana (2004): *Parcul Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş. Harta turistică, scara 1/50.000.* Alferd Toepfer. Stiftung FVS

BOJOI I. (1970): *Consideraţii geografice privind turismul în zona Munţilor Ceahlău-Hăghimaş.* Lucr. Staţ. „Stejarul", Pângăraţi

BOJOI I., TACU A., TALABĂ I. (1988): *Tourist zones the Eastern Carpathians.* Tourist Monogr. of the Carpathians, Krakow

BOJOI I., PAULENCU D. (1975): *Relieful carstic din regiunile muntoase Hăghimaş şi Rarău, element al potenţialului turistic.* Lucr. Colocviului Naţional de geomorfologie aplicată şi cartare geomorfologică

CÎRCIUMARU M. (1980): *Mediul geografic în Pleistocenul superior şi culturile paleolitice din România.* Edit. Acad. Române, Bucureşti

CIOBANU M., GRASU C., IONESCU V. (1972): *Monumentele naturii din Judeţul Neamţ.*, Piatra Neamţ

COTOI O., GRASU C. (2000): *Uneltele de piatra şlefuită din Eneoliticul Subcarpaţilor Moldovei.* Editura Corson, Iaşi

GRASU C., BRÂNZILĂ M., MICLĂUŞ Crina, BACIU S. (2008). *Geological evidence supporting the proposal of extension of the Bicaz Gorge-Hăşmaş Mountains National Park.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 75, Special Issue, Bucureşti

GRASU C., BRÂNZILĂ M., MICLĂUŞ Crina, BACIU S. (2008): *The Red Lake: genesis, evolution and fill stage.* Ann. Sc. Sess. „Ion Popescu-Voiteşti", „Babes-Bolyai" Univ., Cluj-Napoca

GRASU C., TURCULEŢ I. (1980): *Rezervaţia Lacu Roşu-Cheile Bicazului. Particularităţi geologice şi geomorfologice.* Ocrotirea naturii şi a Mediului Înconjurător. Edit. Academiei RSR, 24/2, Bucureşti

GRIGORE D. (1996): *Date noi din regiunea Lacu Roşu-Hăghimaş.* An. Inst. Geol. Rom., 61/1 Bucureşti

GRIGORE D., LAZĂR Iuliana, MARCU Iulia (2008): *The geological heritage of the Bicaz Gorges-Hăşmaş National Park in museum collection from Romania.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 75, Special Issue, Bucureşti

GRIGORE D., LAZĂR Iuliana, GRASU C., GHEUCĂ I., CIOBĂNETE D. (2009): *Paleontological sites from Cheile Bicazului-Hăşmaş National Park.* Ses. Şt. a muzeelor, Craiova (sub tipar)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GRIGORESCU D. (2006): *Geoparcul Dinozaurilor Ţara Haţegului. De la cercetarea geologică la o nouă strategie de dezvoltare durabilă a regiunilor.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 74, Special Issue, Bucureşti

HOREANU C. (1979): *Flora rezervaţiei naturale Munticelu-Cheile Şugăului (Jud.Neamţ).* An. Muz. de Şt. Nat., Piatra Neamţ, IV, Piatra Neamţ

KOVACS M., FULOP Alexandrina (2008): *Constraints for a new Geopark in Romania-The Baia Mare Geopark.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 75, Special Issue, Bucureşti

LAZĂR Iuliana, Grigore D. (2008): *New data concerning the Mesozoic deposits outcropping on the western flank of the Haghimaş Mountain (East Carpathian),* Cluj-Napoca (sub tipar)

MELINTE Mihaela, SZOBOTKA Şt., BRUSTUR T., STĂNESCU I., CAZACU C. (2009): *Studii asupra sistemelor hidrografice din carstul subteran si de suprafaţă din aria PNCB-H. Evaluatea impactului antropic asupra mediului protejat.* Raport de fază, GeoEcoMar Bucureşti

MOHAN Gh., ARDELEAN A., GEORGESCU M. (1993): *Rezervaţii şi monu-mente ale naturii din România.* Edit. „Scaiul", Bucureşti

PAPP Delia Carmen, NITOI Eugenia (2006): *Volcanic geosites of the East Carpathians: a project for informal geological education and awarencess.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 74, Special Issue, Bucureşti

PETRESCU-DÂMBOVIŢA M., SPINEI V. (2003): *Cercetări arheologice şi istorice din zona lacului de acumulare Bicaz.* Edit. „C. Matasă", Piatra Neamţ

PUŞCARIU V. (1972): *Păduri, parcuri naţionale şi rezervaţii naturale din România.* Ocrotirea Naturii, 16/2, Bucureşti

SEGHEDI Antoaneta, OAIE Gh. (2008): *Geodiversity as a tool for sustainable development in protected areas: results fort the Măcin Mountains National Park within the PROMED project.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 75, Special Issue, Bucureşti

STOICAN F. (2006). *Research for the development knowledge on Buila-Vânturariţa National Park geodiversity.* An. Inst. Geol. Rom., vol. 74, Special Issue, Bucureşti

x x x *Geo-biodiversitatea Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş. Studii integrate geologice, geografice şi biologice pentru îmbogăţiea patrimoniului natural şi extinderea acestuia.* Raport de fază 2008

x x x *Planul de management al Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş,* 2009

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

TIPARUL EXECUTAT LA
IMPRIMERIA EDITURII UNIVERSITĂȚII
„ALEXANDRU IOAN CUZA" DIN IAȘI
700511 Iași, Păcurari 9, tel./fax 0232 314947
Apărut: 2010
Comanda: 278

Informații și comenzi:
www.editura.uaic.ro
editura@uaic.ro

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MUNȚII HĂȘMAȘULUI
HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI CENTRAL ȘI NORDIC
(după Săndulescu et al., 1975; Grasu, 1971)

0 1 2 km

LEGENDA

- Cuaternar nediferențiat
- Alunecări de teren

FLIȘUL UNITĂȚII DE CEAHLĂU

- TITHONIC-NEOCOMIAN — Formațiunea de Sinaia

PÂNZA DE HĂȘMAȘ

- TITHONIC-URGONIAN — Calcare
- KIMMERIDGIAN — Formațiunea cu *Acanthicum*

PÂNZA BUCOVINICĂ

- VRACO - CENOMANIAN — Conglomerate de Bârnadu
- BARREMIAN - ALBIAN — Wildflysch. a. megabrecii calcaroase
- KIMMERIDGIAN - NEOCOMIAN — Formațiunea cu *Aptychus*
- CALLOVIAN - OXFORDIAN — a.jaspuri și radiolarite b.Formațiunea siltitelor silicolitice
- LIASIC+DOGGER — Calcare roșii, gresii, calcare grezoase
- TRIASIC — Conglomerate, gresii, dolomite, calcare
- PERMIAN — Brecia de Hășmaș
- Soclu cristalin — Grupul de Tulgheș; Grupul de Bretila - Rarău

PÂNZA SUB-BUCOVINICĂ

- TRIASIC - NEOCOMIAN

ALTE SEMNE

- Limită geologică
- Pânză de șariaj
- Falie inversă
- Falie normală
- Limita parcului național

r. Bistricioara; p. Putna; p. Bătăg; 1502 M. Hăghieș; p. Stânei; Bâtca Rotundă; 1274 M. Fetele; p. Dancău; r. Radului; p. Tosorog; M. Jidanului; p. Jidanului; M. Lapoș; Bâtca Lapoșului; M. Criminiș; p. Tepeșeni; M. Ciurgău; Munticelu; DL. Gherman; p. Gherman; r. Bicaz; Bârnadu; M. Bardosu; Surduc; p. Cupas; Suhardu Mare; Suhardu Mic; Arșița Dândenilor; p. Arșiței; Făgețelu; Ghilcoș; p. Tuța; p. Piatra Roșie; p. Strungii; p. Sirului; Gronița; Piciorul Ghicșmănișului; M. Calului; Piatra Baschi; Piatra Luciului; p. Frunții; Piciorul Lunii; M. Piatra Ciofronca; M. Hășmașul Negru; Piatra Hotarului; p. Hotar; p. Sec; p. Bârlogului; p. Ciofronca; M. Telecu Mare; Trei Fântâni; p. Vetei; p. Mătului; M. Hășmașu Mare 1793; p. Lazăr; M. Vetei; r. Olt; p. Nagliog; Piatra Singuratică; p. Brateș; M. Fratele; p. Iarnic; p. Lupului; M. Piatra Crăpată; p. V. Mare; M. Râpile; p. Javardi

Anexa I

MUNȚII HĂȘMAȘULUI
HARTA GEOLOGICĂ
A SECTORULUI SUDIC

(după Patrulius et al., 1969; Săndulescu et al., 1971; Grasu, Turculeț, 1978)

0 1 2 km

p. Javardi
Piatra Albă
1421
Vf. Salamaș
1546
p. Salamașul Mare
p. Covaci
p. Ban
p. Antaluc
p. Valea Rece
r. Trotuș
p. Valea Întunecoasă
1246
p. Valea Strâmbă
p. Rațeț
p. Rana Mică
p. Frumoasa

LEGENDA

Cuaternar nediferențiat

PLIOCEN — Formațiune vulcanogen-sedimentară

FLIȘUL UNITĂȚII DE CEAHLĂU

TITHONIC-NEOCOMIAN — Formațiunea de Sinaia

PÂNZA DE HĂȘMAȘ

TITHONIC-URGONIAN — Calcare

PÂNZA BUCOVINICĂ

BARREMIAN - ALBIAN — Wildflysch; a. Megabrecii calcaroase

KIMMERIDGIAN - NEOCOMIAN — Formațiunea cu *Aptychus*

CALLOVIAN - OXFORDIAN — Formațiunea siltitelor silicolitice

LIASIC ÷ DOGGER — Calcare roșii, grezo - calcare

TRIASIC — Conglomerate, gresii, dolomite, calcare

PERMIAN — Brecia de Hăşmaş

Soclu cristalin — Grupul de Bretila - Rarău + Formațiunea de Dămuc

ALTE SEMNE

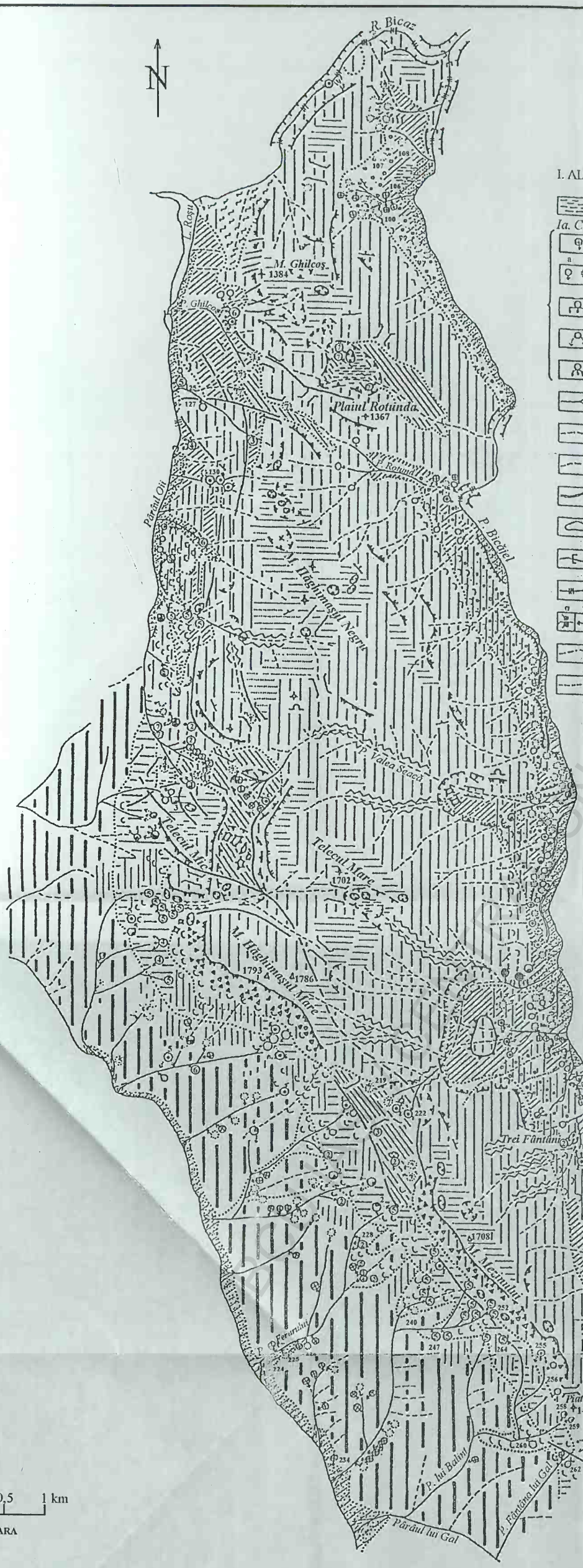
Limită geologică

Pânză de șariaj

Falie inversă

Falie normală

Anexa II



I. ALCĂTUIRE HIDROGRAFICĂ

- Mlaştini
- Canale de mori şi galere

Ia. Clasificarea izv. după formă

- Izvoare de mlaştină
- a. Izvoare permanente (alim. din carst şi alte surse)
- b. Izvoare permanente (alim. din ape deluviale)
- Izvoare pe suprafeţele de stratificaţie
- Grupuri de izvoare permanente cu excavaţii individuale
- Grupuri de izvoare permanente cu excavaţie comună
- Reţea hidrografică permanentă
- Reţea hidrografică temporară
- Reţea hidrografică intermitentă
- Canale de drenare permanentă
- Lacuri
- Căderi de apă (cascade)
- Ruperi de pantă
- Baraje < a. naturale / b. artificiale
- Cursuri subterane sigure
- Cursuri subterane probabile

Ib. Clasificarea izvoarelor după debite

	De primăvară	De iarnă
	5- 100 l/m	0- 10 l/m
	100- 200 l/m	10- 20 l/m
	200- 400 l/m	20- 50 l/m
	400- 2000 l/m	50- 200 l/m
	2000-10000 l/m	200-1000 l/m
	10000-20000 l/m	1000-2000 l/m

Ic. Clasificarea izvoarelor după situaţia geologică

- Izvoare de la baza solului
- Izvoare carstice
- Izvoare de falie
- Izvoare de vale
- Izvoare de grohotişuri şi conuri aluviale
- Izvoare de albie
- Izvoare din sol în zone depresionare înalte şi pe înşeuări

II. RAIONARE HIDROGEOLOGICĂ

- Strate freatice libere
- Ape deluviale localizate la baza scoarţei de alterare şi a materialelor deluviale de pe cristalin
- Ape deluaviale situate la baza grohotişurilor şi ape de profunzime cu circulaţie neregulată prin fisuri şi goluri în masa calcarelor dolomitice
- Ape de profunzime înmagazinate în calcare de Stramberg şi Urgoniene cu circulaţie activă prin fisuri şi goluri
- Ape deluviale localizate în baza conglomeratelor, gresiilor şi marnelor cretacice avînd legături cu pânza acviferă din carst şi ape de circulaţie neregulată în profunzime
- Ape suprafreatice

III. FORME DE RELIEF

- Suprafeţe de nivelare în trepte
- Trepte de relief < a. superioare / b. inferioare
- Abrupturi
- Cornişe
- Martori de eroziune
- Chei
- Uluc depresionar
- Văi oarbe
- Înşeuări
- Doline şi uval-uri fosile
- Doline de vârstă recentă
- Polje
- Peşteri
- Ponoare actuale
- Ponoare fosile
- Izbucuri fosile
- Excavaţii de izvoare freatice
- Marmite
- Depozite proluviale: a. glacisuri şi conuri de grohotiş actuale; b. grohotişuri şi blocuri periglaciare; c. alunecări pe depozite periglaciare
- Conuri aluviale
- Depozite aluviale
- Depozite aluviale (albii majore)
- Falii
- Direcţia şi înclinarea stratelor

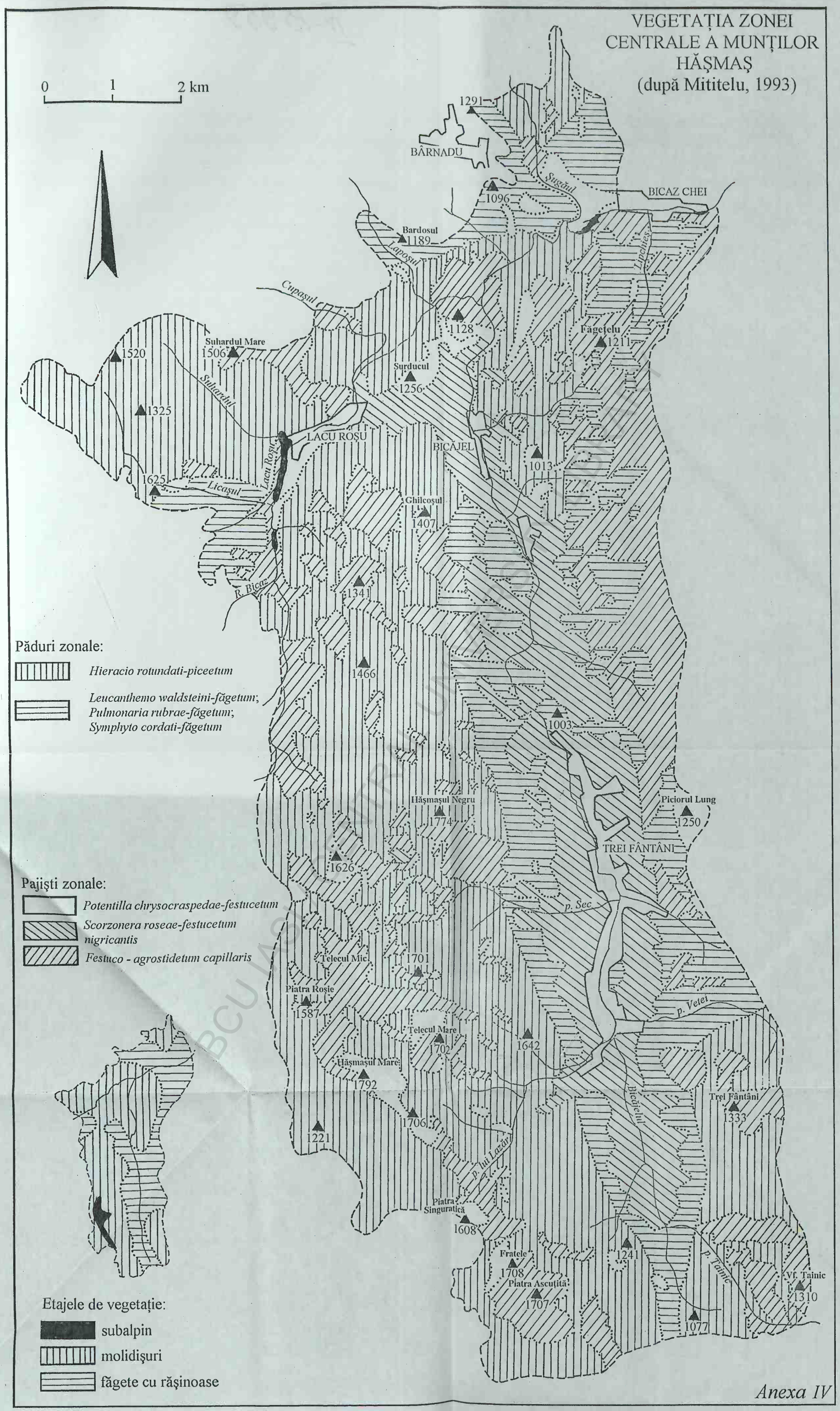
HARTA GEOMORFOLOGICĂ, HIDROLOGICĂ ŞI HIDROGEOLOGICĂ A SECTORULUI CENTRAL AL MUNŢILOR HĂŞMAŞ

(după Ciaglic, 2005)

Anexa III

UNIVERSITY LIBRARY

VEGETAȚIA ZONEI CENTRALE A MUNȚILOR HĂȘMAȘ
(după Mititelu, 1993)



Anexa IV

IV-15.959

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

25 lei

Sinteza pe care o propunem este concepută ca o monografie astfel structurată încât să cuprindă toate elementele cadrului geologic şi fizico-geografic al acestei arii montane, cu gradul lor de cunoaştere atins până la momentul actual, care să constituie, în ultima instanţă, o bancă de date în sprijinul efortului specialiştilor chemaţi să diriguiască cât se poate mai bine soarta unuia dintre cele mai interesante parcuri naţionale din ţara noastră. Monografia cuprinde trei părţi: prima priveşte geologia zonei, a doua face referire la celelalte componente ale mediului, respectiv relief, hidrografie, hidrogeologie, climă, soluri, vegetaţie şi faună, în timp ce a treia este consacrată Parcului Naţional Cheile Bicazului-Hăşmaş.

Prof.univ.dr. Constantin Grasu

Volumul este dedicat
împlinirii a 150 de ani de la înfiinţarea
Universităţii „Alexandru Ioan Cuza" din Iaşi.

9789737035257

Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza" Iaşi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY